

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

Departamento de Geodinámica



TESIS DOCTORAL

**Caracterización geológica y prospección de recursos hídricos en el sur
de Tiris (Sahara occidental)**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Baba Ahmed Mulay

Directores

Fermín Villarroya Gil

José López Gómez

Luís Rebollo Ferreiro

Madrid, 2014



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

Facultad de Ciencias Geológicas

Departamento de Geodinámica



CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y PROSPECCIÓN DE RECURSOS HÍDRICOS EN EL SUR DE TIRIS (SAHARA OCCIDENTAL)

MEMORIA

QUE PARA OPTAR AL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

PRESENTA

BABA AHMED MULAY

REALIZADA EN EL DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA
DE LA UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

BAJO LA DIRECCIÓN DE:

DR. FERMÍN VILLARROYA GIL (UCM)

DR. JOSÉ LÓPEZ GÓMEZ (CSIC-UCM)

DR. LUIS F. REBOLLO FERREIRO (UAH)

Madrid, Noviembre de 2013



PREFACIO

La realización de la Tesis Doctoral es la culminación de una formación académica. En personas que, como yo, han tenido la suerte de poder realizar esta investigación como continuación de la vida universitaria, esta formación académica se ha desarrollado de forma paralela a la formación humana y al desarrollo de nuestra personalidad. Por tanto, es muy difícil hacer una separación entre lo que ha supuesto el apoyo de tanta gente hasta llegar a este momento de gran satisfacción. Por ello quiero intentar expresar mi agradecimiento a todos aquellos que a lo largo de estos años han contribuido de una manera u otra en el desarrollo del presente trabajo. Quisiera expresar mi más sincero agradecimiento a las siguientes personas, organismos y entidades que, con su ayuda, han hecho posible la realización de esta Tesis Doctoral.

El presente trabajo ha sido fruto de un esfuerzo conjunto de muchas entidades, tanto estatales como particulares, a las que más adelante agradecemos; sin la ayuda de estos organismos no podría llevarse a cabo este trabajo, que dada la naturaleza de la región, que viene azotada por un conflicto bélico que se extiende ya por más de cuatro décadas, su lejanía y la reciente conflictividad del norte de Mali, no han hecho más que complicar esta tarea. Otro factor que ha complicado mucho el estudio es la dificultad de sacar muestras pasando por territorio argelino, por lo que se ha optado por traer un número limitado de muestras a través de Mauritania. Pero independientemente de estas adversidades hoy podemos decir que ha valido la pena este esfuerzo, porque se ha podido hacer un estudio, aunque limitado por las circunstancias mencionadas anteriormente, que sienta las bases para futuras investigaciones, y por encima de todo ayudará a los habitantes de estas regiones remotas a tener una noción sobre las posibles zonas donde puedan tener suministro fiable de agua, tanto para ellos como para sus rebaños.

En primer lugar quiero agradecer a los Dr. Fermín Villarroya Gil, Dr. José López Gómez y Dr. Luis F. Rebollo Ferreiro, directores del presente trabajo, por su aceptación y confianza en mi trabajo y por los valiosos conocimientos transmitidos a lo largo de estos

años, y por su comprensión, sobre todo en la etapa de redacción de esta memoria. Muchas gracias, Fermín, José y Luis por enseñarme, con su ejemplo, las verdaderas virtudes que distinguen a los investigadores.

A la Agencia Española de Cooperación Internacional para el Desarrollo (AECID), por haberme proporcionado el apoyo financiero necesario para mi formación profesional a través de la realización de esta Tesis Doctoral.

Quiero dar las gracias a la Dra. Sol López Andrés por todo su apoyo y colaboración prestada durante todo el periodo de investigación para que este trabajo progresara de forma satisfactoria.

Al Dr. Alfonso Muñoz, Profesor Titular del Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid (UCM), por facilitar el trámite administrativo de esta tesis doctoral.

A la Ayuda a la Cooperación de la UCM, del cual surgió la idea inicial, así como la aportación de parte de los fondos.

A *Ingeniería Sin Fronteras* de Asturias y a la ONG *Geosolidarios*, por aportar el material necesario para el buen desarrollo de las campañas de campo, y en especial a Roberto García Campos y Carmen Álvarez.

Al profesor Dr. Miguel Martín-Loeches, de la Universidad de Alcalá, no solo por la profunda revisión efectuada de esta memoria, sino también por su disposición a facilitarme la información hidrogeoquímica necesaria para desarrollar algunos aspectos del apartado de Hidroquímica.

A la Unidad Hidráulica del Gobierno Saharaui, por facilitar todos los implementos de logística, así como al Ministerio de Defensa Saharaui por proporcionar la seguridad durante las labores de campaña.

Al Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas (UCM), al Centro de Espectrometría Atómica de la UCM y al CETA (Centro de Estudios de Técnicas Aplicadas) del CEDEX (Centro de Experimentación de Obras Públicas), perteneciente al Ministerio de Fomento, en las personas de Lara Bardasano, M^a Fe Díez Teixeira, y Javier Rodríguez Arévalo, por ser en el primer caso la institución que ha puesto a mi disposición toda la infraestructura necesaria para iniciar este trabajo, y por los análisis isotópicos y su interpretación, en el segundo caso.

Al Laboratorio de Estratigrafía de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM y a la Dra. Carmen Galindo del CAI Geocronología y Geoquímica Isotópica del Departamento de Petrología y Geoquímica de la UCM, por los análisis de estroncio.

A Manuel Ron Martín por proporcionarme la información hidrogeológica del territorio de Tiris, sin la cual hubiera sido difícil el desarrollo del presente trabajo.

A la Dra. María José Comas Rengifo por su apoyo personal y profesional constante durante todos estos años.

A Antonio J. Olaiz Campos y Alberto Jiménez Díaz por su ayuda y colaboración en los trabajos de geofísica y en su procesamiento e interpretación. Especialmente, gracias Antonio por la revisión del apartado de geofísica.

A la Dra. Esperanza Montero González, del Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas (UCM), y a Lara Bardasano Picazo, geóloga del CEDEX, por la colaboración prestada para que este trabajo progresara de forma satisfactoria.

A la empresa de INEMA INGENIEROS Y ASESORES. S.L, por su apoyo en la adquisición y procesamiento de los datos geofísicos.

A Ildefonso Barrera, de la Facultad de Ciencias Biológicas de la UCM, por su apoyo entusiasta y su ayuda para el reconocimiento de la flora de la región.

A los profesores Marceliano Lago, Teresa Ubide y Carlos Galé, de la Universidad de Zaragoza, por su apoyo en los estudios petrológicos y geoquímicos de las muestras obtenidas. De igual forma, al Dr. Jacinto Alonso Azcárate y al laboratorio de la Universidad de Castilla-La Mancha (Toledo) por los análisis de tierras raras.

A Rafael Jordá Bordehore por su apoyo durante las difíciles jornadas de campaña en medio del ardiente sol del desierto.

A Charo, Mercedes, Merche, Arturo, Sara, Jesús, por aceptar mis elecciones y confiar en mi capacidad, por la fuerza que me transmiten cada día.

A Huiling Luo, por su constante apoyo, respeto y afecto que me brinda cada día. Muchas gracias, Luo.

A mis compañeros de *Geosolidarios* por tantas horas compartidas, que siempre han sido placenteras. A Javier de Lorenzo, Samuel Rivas Dorado, Pedro Rubio Carrillo, Agustín San Juan, Inma Vellosillo, Helena Albert Mínguez, María Ortega Morcillo, Luis Apaza, Yosvani Guerra Pérez.

A todos los que de una forma u otra han contribuido a la realización de este trabajo y a mi formación técnica y personal durante este periodo; muchas gracias.

ÍNDICE

PREFACIO	I
ÍNDICE	V
ÍNDICE DE FIGURAS	XI
ÍNDICE DE TABLAS	XVIII
RESUMEN	XXI
ABSTRACT	XXV
Capítulo 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	1
1.1. INTRODUCCIÓN.....	3
1.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....	7
1.3. SITUACIÓN GEOLÓGICA	11
1.4. OBJETIVOS.....	13
1.5. METODOLOGÍA.....	15
Capítulo 2. ANTECEDENTES	19
2.1. BREVE HISTORIA DEL SAHARA OCCIDENTAL	21
2.2. ANTECEDENTES	22
Capítulo 3. CONTEXTO GEOLÓGICO	31
3.1. DORSAL DE TIRIS.....	33
3.1.1. Arcaico	36
3.1.2. Proterozoico	37
Capítulo 4. ESTRATIGRAFÍA	39
4.1. INTRODUCCIÓN	41
4.2. ESTRATIGRAFÍA DE LA DORSAL DE TIRIS.....	42
4.3. PROVINCIA SUROCCIDENTAL.....	47

4.3.1. Grupo de Rag-Chum	52
4.3.2. Grupo de Tasiast-Tijirit.....	53
4.4. PROVINCIA NORORIENTAL	57
4.4.1. Grupo “Granitos de Aftout”	60
4.4.2. Grupo “Gabros de Taguur”	60
Capítulo 5. SEDIMENTOLOGÍA	63
5.1. INTRODUCCIÓN.....	65
5.2. EL CICLO SEDIMENTARIO: AMBIENTE DEPOSICIONAL EÓLICO Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS	66
5.2.1. Estructuras deposicionales.....	69
5.2.1.1. Dunas y estructuras asociadas.....	70
5.2.1.2. Interduna y mantos de arena (sandsheets)	72
5.2.2. Estructuras erosivas	74
5.2.2.1. Rags (<i>regs</i>)	75
5.2.2.2. Ventifacts (<i>dreikanterers</i>)	76
5.2.2.3. Estriado (<i>fluted</i>)	77
5.2.2.4. Crestas y Surcos (<i>ridges</i> y <i>swales</i>).....	78
5.2.3. Nubes de polvo	80
5.2.4. Estructuras superficiales asociadas	81
5.3. AMBIENTES DEPOSICIONALES ASOCIADOS.....	82
5.3.1. Abanicos aluviales y sistemas fluviales	83
5.3.2. Sabkha	84
5.3.3. Ponds (<i>dallas</i> o charcas).....	86
5.4. ELEMENTOS MORFOLÓGICOS ASOCIADOS	87
Capítulo 6. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	89
6.1. INTRODUCCIÓN.....	91
6.2. ANÁLISIS PETROLÓGICO DE MUESTRAS	92
6.3. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL.....	97
6.3.1. Método	97

6.3.2. Análisis Geoquímicos	99
6. 4. ANÁLISIS ISOTÓPICOS	106
6.4.1. Material y Método	106
6.4.2. Análisis y resultados: origen y edad estimada de las rocas.....	109
Capítulo 7. GEOFÍSICA.....	113
7.1. INTRODUCCIÓN.....	115
7.2. DATOS PREVIOS	117
7.3. MÉTODOS ELÉCTRICOS	120
7.4. TIPOS DE MÉTODOS ELÉCTRICOS	122
7.4.1. Sondeo Eléctrico Vertical (SEV).....	122
7.4.2. Método de Tomografía Eléctrica	123
7.5. FUNDAMENTOS DE LA RESISTIVIDAD ELÉCTRICA	126
7.6. CONFIGURACIONES ELECTRÓDICAS.....	128
7.6.1. Método Dipolo-Dipolo	129
7.6.2. Método de Wenner-Schlumberger	130
7.7. EQUIPO Y MEDICIÓN	131
7.8. RESULTADOS DE INVERSIÓN DE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA (2D)	132
Capítulo 8. CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DEL ENTORNO DE ZUG .	149
8.1. RASGOS GENERALES DEL CLIMA DE LA REGIÓN DE ESTUDIO	151
8.2. DATOS CLIMATOLÓGICOS BÁSICOS	152
8.2.1. Temperatura	154
8.2.2. Precipitación	156
8.3. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL	159
8.4. INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA.....	162
8.5. DOMINIOS HIDROGEOLÓGICOS EN LA REGIÓN DE TIRIS	167
8.5.1. Dominio Hidrogeológico de Zug	168
8.5.2. Dominio Hidrogeológico de Azzefal.....	171

8.6. CARACTERÍSTICAS DE LOS ACUÍFEROS.....	172
Capítulo 9. HIDROQUÍMICA Y CALIDAD DEL AGUA.....	177
9.1. INTRODUCCIÓN.....	179
9.2. TRABAJO DE CAMPO.....	179
9.3. MATERIALES EMPLEADOS EN CAMPAÑA.....	180
9.4. MEDICIÓN DE PARÁMETROS FÍSICO-QUÍMICOS <i>IN SITU</i>	181
9.5. ANÁLISIS DE LAS MUESTRAS DE AGUA.....	182
9.6. ESTUDIO HIDROQUÍMICO	182
9.6.1. Parámetros físico-químicos.....	183
9.6.1.1. Temperatura	183
9.6.1.2. pH.....	186
9.6.1.3. Conductividad eléctrica	187
9.6.2. Constituyentes hidroquímicos.....	189
9.6.2.1. Sólidos disueltos	190
9.6.2.2. Cloruro	191
9.6.2.3. Sulfatos.....	192
9.6.2.4. Nitratos	194
9.6.2.5. Bicarbonatos	198
9.6.2.6. Calcio	199
9.6.2.7. Magnesio.....	200
9.6.2.8. Sodio.....	202
9.6.2.9. Potasio.....	203
9.7. ESPECIACIÓN MINERAL.....	204
9.7.1. Cálculo del índice de saturación	205
9.7.2. Resultados de los análisis de especiación mineral	206
9.8. CLASIFICACIÓN DE LAS AGUAS EN LOS POZOS MUESTREADOS	
DETERMINACIÓN DE LAS FAMILIAS DE AGUAS.....	207
9.8.1. Familias de aguas en el sahara.....	208

9.9. CONCENTRACIONES DE ELEMENTOS QUE AFECTAN A LA SALUD HUMANA, Y OTROS NO PELIGROSOS PARA LA SALUD HUMANA. COMPARACIÓN CON PARÁMETROS INTERNACIONALES.....	211
9.10. ORIGEN DE LOS NITRATOS EN LAS CAPTACIONES DE AGUA MUESTREADAS EN ZUG	218
9.11. CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS	220
9.11.1. Estudio del ^{18}O , ^2H y Tritio.....	222
9.11.2. Contenido isotópico de las precipitaciones en el norte de África	224
9.11.3. Contenido isotópico de las aguas subterráneas en zug y las áreas cercanas	229
9.11.4. Representación de los datos analíticos de zug con respecto a la línea meteórica mundial (LMM)	233
Capítulo 10. MODELO CONCEPTUAL DEL FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO EN EL ENTORNO DE ZUG.....	237
10.1. ABANICOS ALUVIALES.....	241
10.2. MANTOS DE ARENA.....	243
10.3. SABKHAS Y CAMPOS DE FRACTURAS	244
CONCLUSIONES.....	249
BIBLIOGRAFÍA	255
ANEXO I. INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA.....	271
ANEXO II. RESULTADO DE LOS ANÁLISIS QUÍMICOS.....	291
ANEXO III. RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS ISOTÓPICOS	315
ANEXO IV. ANÁLISIS DE LA COMPOSICIÓN MINERAL DE LA ROCA	321

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1. Mapa con la situación actual del Sahara Occidental.
- Figura 2. Mapa simplificado de las principales divisiones geológicas de la Dorsal de Tiris (Modificado de Bessoles, 1977).
- Figura 3. Ubicación geográfica de los Campamentos de Refugiados Saharauis en Tinduf, sobre soporte SIG del mapa de Argelia 1:500.000.
- Figura 4. Mapa topográfico de la zona de estudio.
- Figura 5. Perfil esquemático de la geología regional, donde se representan las dos cuencas más grandes de la región y la parte noreste de la Dorsal de Tiris (modificado de Menchikoff, 1930).
- Figura 6. Mapa geológico de la zona de estudio, extraído del mapa geológico del Sahara Español (Alía, 1952).
- Figura 7. Perfil esquemático de la geología regional, donde se representan las dos cuencas más grandes de la región y la parte noreste de la dorsal de Tiris. (Modificado de Quiroga, 1886).
- Figura 8. Resumen de las unidades estratigráficas de la dorsal de Tiris (modificado de Bronner, 1992).
- Figura 9. Principales unidades estructurales en África Occidental (modificado de Bessoles, 1977), destacando la Dorsal de Tiris y las dos cuencas sedimentarias, Tinduf y Taoudenni.
- Figura 10. Representación de las principales estructuras geológicas de África Occidental proyectado sobre el modelo digital de elevación de África Occidental (modificado de Choubert *et al.*, 1983).
- Figura 11. Paisaje característico de la región de Tiris. Imagen tomada durante la campaña de campo noviembre del 2011.
- Figura 12. Principales características geológicas de los grupos de Rag-Chum y Tasiast-Tijirit en la zona de estudio (Modificado de Key, 2008). Zug se localiza a 45 km al NE de Tmeimichat (Mauritania).

- Figura 13. Imagen tomada de la zona de estudio durante la campaña de geofísica 2011, mostrando las principales unidades litológicas (Foto del autor).
- Figura 14. Mapa geológico de la zona de estudio (basado en el de Alía (1973) con modificaciones cartográficas realizadas en el campo durante el presente trabajo).
- Figura 15. Estructura geológica con las unidades más extendidas de Yetti Karet (modificado de Peucat *et al.*, 2005).
- Figura 16. Representación de las distintas fases de transformación de las rocas graníticas en la zona de Zug.
- Figura 17. Grandes extensiones cubiertas por *rag* en las cercanías de Zug.
- Figura 18. Representación de las distintas estructuras tanto de *ventifacts* como de estriado (*fluted*) en las inmediaciones de Zug.
- Figura 19. Representaciones de los campos de dunas y la flora y fauna características de Azzefal.
- Figura 20. Distintas estructuras de arena presentes en el área de Azzefal.
- Figura 21. Distintas formas de campos de interdunas en la zona de Azzefal.
- Figura 22. Episodio de tormentas de arena con nubes de polvo en las cercanías de Zug, registrado el 18 de abril de 2011.
- Figura 23. Flora y fauna más representativa de la zona de Tiris.
- Figura 24. Panorámicas de la zona de Zug donde está localizada un área de *sabkha*.
- Figura 25. Aspecto de *ponds* en las cercanías de Eij.
- Figura 26. Representación de los distintos tipos de abanicos aluviales en la zona de Zug.
- Figura 27. Las cuatro imágenes representan las distintas estructuras de montes-isla presentes en las inmediaciones de Zug.
- Figura 28. Muestras recogidas en el dique de Zug, y analizadas por Hernández-Pacheco (1943).
- Figura 29. Modelo digital de elevación donde figuran los puntos de muestreo en la región de estudio.
- Figura 30. Imagen de microscopio de la muestra 1.
- Figura 31. Imagen de microscopio de la muestra 2.
- Figura 32. Imagen de microscopio de la muestra 3.

- Figura 33. Resultados de análisis de microscopio de la muestra 4.
- Figura 34. Clasificación de las muestras 3 y 4 según el diagrama QAPF de Le Maitre (2002).
- Figura 35. Representación de los análisis de las muestras 3 y 4 en el diagrama TAS adaptado para rocas plutónicas (Wilson, 1989).
- Figura 36. Clasificación de las muestras 3 y 4 según la serie química a la que pertenecen.
- Figura 37. Representación de bajo carácter potásico que presentan las muestras 3 y 4.
- Figura 38. Distribución de REE normalizadas para las muestras analizadas basada en las relaciones de McDonough y Sun (1995).
- Figura 39. Diagrama de elementos traza para las tres muestras analizadas.
- Figura 40. Mapa geológico de la zona de estudio. Este mapa está basado en el de Alía (1952) con modificaciones cartográficas realizadas en el campo durante la realización del presente trabajo.
- Figura 41. Localización de perfiles de la zona oeste sobre el modelo digital de elevación e imagen RGB de área de estudio.
- Figura 42. Localización de perfiles de la zona este sobre el modelo digital de elevación e imagen RGB de área de estudio.
- Figura 43. Disposición de electrodos para el método Dipolo-Dipolo.
- Figura 44. Disposición de electrodos para el método de Wenner-Schlumberger.
- Figura 45. Fotos de campo tomadas el 05/04/2011, correspondientes al perfil 1.
- Figura 46. Perfil 1 (método Wenner-Schlumberger; separación fija de 5 m entre electrodos). El perfil se localiza en la ribera norte del cauce seco de Atui.
- Figura 47. Foto de campo tomada el día 05/04/2011, correspondiente al perfil 2. Se localiza en el centro del cauce seco de Atui; las flechas de color rojo representan los electrodos ubicados a lo largo de la proyección del perfil.
- Figura 48. Perfil 2 (método Wenner-Schlumberger; separación fija de 5 m entre electrodos). Está localizado en el centro del cauce seco de Atui. El espesor de sedimentos presenta un tamaño considerable si se compara con el anterior perfil.

- Figura 49. Foto de campo tomada el 05/04/2011, perteneciente al Perfil 3, que se localiza en la ribera sur del cauce seco de Atui. Las flechas de color rojo representan los electrodos ubicados a lo largo de la proyección del perfil.
- Figura 50. Perfil 3 (método Wenner-Schlumberger; separación fija de 5 m entre electrodos). Está localizado en la ribera sur del cauce seco de Atui. El espesor de sedimentos presenta un valor muy considerable en comparación con los anteriores perfiles. Existen dos zonas de acumulación de agua y se encuentran flanqueando una zona de fractura.
- Figura 51. Foto de campo tomada el 06/04/2011. Pertenece a los perfiles 4 y 5. Se localiza en el cauce seco de Atui, a 700 m de los anteriores perfiles. Presentan una orientación SW-NE. Las flechas de color rojo representan los electrodos ubicados a lo largo de la proyección del perfil.
- Figura 52. Perfil 4 (método Wenner-Schlumberger; separación fija de 5 m entre electrodos). Presenta tres zonas de infiltración interconectadas; la zona de infiltración más al oeste se conecta con la zona central por debajo del dique alterado, mientras la zona de infiltración más al este se conecta con la zona central por encima del dique.
- Figura 53. Perfil 5 (método Wenner-Schlumberger; separación fija de 5 m entre electrodos). Esta sección, a diferencia del perfil anterior, presenta solo una zona de infiltración, delimitada en su parte inferior por materiales alterados, que cubre una superficie superior a las anteriores.
- Figura 54. Foto de campo tomada el 06/04/2011 perteneciente al perfil 6. Se localiza cerca de una zona de inundación donde se unen varios cauces, entre ellos el de Atui, a 20 m de los perfiles 4 y 5.
- Figura 55. Perfil 6 (método dipolo-dipolo; separación fija de 5 m entre electrodos). Esta sección presenta dos zonas de acumulación de material sedimentario de baja resistividad. Coincide con posibles áreas de infiltración de agua.
- Figura 56. Foto de campo tomada el 07/04/2011, correspondiente al perfil 7. Se localiza en una zona donde hay un desplazamiento masivo de diques como consecuencia de la existencia de fracturas.

- Figura 57. Perfil 7 (método Wenner-Schlumberger; separación fija de 5 m entre electrodos). Esta sección se localiza sobre una zona de desplazamiento masivo de diques, producto de fallas.
- Figura 58. Foto de campo tomada el 07/04/2011, perteneciente al perfil 8. Se localiza en una zona donde hay un desplazamiento masivo de diques como consecuencia de la existencia de fracturas. Existe un desarrollo muy significativo de vegetación, coincidente con la zona donde está emplazada la falla, lo cual indica que constituye una zona de infiltración de agua durante los episodios de lluvia.
- Figura 59. Perfil 8 (método Wenner-Schlumberger; separación fija de 5 m entre electrodos). Se localiza sobre una zona de desplazamiento masivo de diques, producto de las fallas.
- Figura 60. Mapa topográfico con la representación del área de estudio y las estaciones meteorológicas.
- Figura 61. Temperaturas medias mensuales para el periodo 1990-2009 en las estaciones de Zouerat y Atar (Elaboración propia a partir de datos de la Sociedad de Aeropuertos de Mauritania).
- Figura 62. Precipitaciones medias para el periodo de 1990-2009 en las estaciones de Zouerat y Atar.
- Figura 63. Representación esquemática de las diferentes estructuras que interviene en la hidrogeología superficial en Zug (Elaboración propia).
- Figura 64. Localización de las diferentes captaciones muestreadas durante la campaña de campo en el territorio saharauí.
- Figura 65. Ficha de inventario realizado al pozo de Ligaza durante la campaña de campo del 2010.
- Figura 66. Mapa de representación de las dos cuencas hidrográficas existentes en el área de estudio.
- Figura 67. Mapa general de la zona de estudio con las diferentes cuencas y las unidades hidrogeológicas presentes en el área, así como los diferentes materiales que componen estas unidades.

- Figura 68. Características hidrogeológicas de los acuíferos consolidados y no consolidados en la región de Zug (Elaboración propia).
- Figura 69. Representación esquemática de los depósitos de abanicos aluviales en el dique de Zug.
- Figura 70. Valores de temperatura del agua en las captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.
- Figura 71. Valores de pH registrados en las distintas captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.
- Figura 72. Valores de conductividad eléctrica registrados en las distintas captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.
- Figura 73. Valores del total de sólidos disueltos en agua (TDS), registrados en las distintas captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.
- Figura 74. Concentración del ion cloruro en las distintas captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.
- Figura 75. Concentración del ion sulfato en las distintas captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.
- Figura 76. Ciclo del nitrógeno según Miller, 1994 (Diseño del gráfico: elaboración propia).
- Figura 77. Concentración de nitratos en las distintas captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.
- Figura 78. Camellos bebiendo agua en el pozo de agua potable en Zug. Foto tomada durante la campaña de campo 2010.
- Figura 79. Imagen del pozo de Agueinit y el huerto donde está emplazado. La caseta blanca es el pozo. Esta imagen fue tomada durante la campaña del 2010.
- Figura 80. Concentración de bicarbonatos en las distintas captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.
- Figura 81. Concentración de calcio en las captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.
- Figura 82. Concentración de magnesio en las captaciones muestreadas durante la campaña de 2010.

Figura 83. Concentración de sodio en las captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.

Figura 84. Concentración de potasio en las captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.

Figura 85. Diagrama de Piper con la representación de las diferentes familias de aguas existentes en las zonas muestreadas.

Figura 86. Comparación de las concentraciones de NO_3^- de cada una de las muestras con las diferentes concentraciones establecidas por OMS, CE y EPA.

Figura 87. Concentración de cloruro en el agua de los diferentes pozos muestreados en la región, y su comparación con los parámetros internacionales.

Figura 88. Concentración de sodio en el agua procedente de los diferentes pozos muestreados en la región, y su comparación con los parámetros internacionales.

Figura 89. Representación del total de sólidos disueltos en el agua procedente de todas las captaciones muestreadas, y su comparación con los parámetros internacionales.

Figura 90. Concentración de sulfatos en los pozos muestreados, y su comparación con los parámetros internacionales.

Figura 91. Representación de las concentraciones de calcio y magnesio en las captaciones muestreadas, y su comparación con los parámetros internacionales.

Figura 92. Distintos aspectos de pozos muestreados donde se puede apreciar la presencia de manadas de camellos bebiendo agua y la existencia de huertos.

Figura 93. Mapa de localización de las captaciones de agua en la región de Zug.

Figura 94. Localización de las estaciones más cercanas al área de estudio, pertenecientes a la red GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) de la AIEA.

Figura 95 (izquierda). Concentraciones de isótopos de Oxígeno-18 (^{18}O) para África (2009-2012).

Figura 96 (derecha). Concentraciones de isótopos de Deuterio (^2H) para África (2009-2012).

Figura 97. Imagen de las lluvias del 23/08/2012 en la región de Zug (Fuente: AEMET, España).

Figura 98. Diagrama binario de la relación $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ (‰) en las captaciones de Zug dentro de las aguas subterráneas analizadas.

Figura 99. Mapa geológico esquemático del área de estudio superpuesto sobre el modelo digital de elevación.

Figura 100. Abanicos aluviales con un amplio desarrollo de Acacias en la región de Eij.

Figura 101. Representación esquemática de un cauce seco en el área de Zug.

Figura 102. Corte geológico esquemático de la región de Zug donde están emplazadas las principales obras de captación.

Figura 103. Modelo conceptual de flujo hidrogeológico en la región de Zug (Elaboración propia).

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla.1. Unidades litológicas y edades de las dos provincias que componen la Dorsal de Tiris (Elaboración propia).

Tabla 2. Composición mineral normativa en orden de abundancia relacionado con la muestra 3.

Tabla 3. Composición mineral normativa en orden de abundancia relacionado con la muestra 4.

Tabla 4. Distribución de peso de los elementos que componen las muestras 3 y 4 respectivamente.

Tabla 5. Distribución de peso de los elementos que componen la muestra 2.

Tabla 6. Composición de la relación isotópica de las muestras 2, 3 y 4, respectivamente.

Tabla 7. Composición isotópica de Pb de muestras seleccionadas.

Tabla 8. Valores de resistividades para diferentes tipos de materiales (modificado de Coduto, 1999).

Tabla 9. Temperatura del aire (°C) y precipitaciones mensuales en la estación de Zouerat para el periodo 1990-2009.

Tabla 10. Temperatura del aire (°C) y precipitaciones mensuales (mm) en la estación de Atar para el periodo 1990-2009.

Tabla 11. Lista de captaciones muestreadas durante la campaña de campo 2011.

Tabla 12. Síntesis estratigráfica de los diferentes materiales constituyentes de las unidades hidrogeológicas existentes en la región de Tiris (Elaboración propia).

Tabla 13. Clasificación de las aguas subterráneas según Schoeller (1962).

Tabla 14. Clasificación de aguas subterráneas atendiendo a la temperatura según Bogomolov (1966).

Tabla 15. Resultado del procesamiento de los análisis físico-químicos para la determinación del índice de saturación (IS).

Tabla 16. Datos isotópicos de las precipitaciones registradas en las regiones más próximas al área de estudio donde se cuenta con estaciones pertenecientes a la Agencia Internacional de Energía Atómica (AIEA). <http://www.univie.ac.at/cartography/project/wiser/index.php> (Acceso: agosto de 2012).

Tabla 17. Datos isotópicos de las aguas subterráneas en las distintas estaciones de la red GNIP cercanas al área de estudio, y las captaciones de Zug. (Fuente: Atlas isotópicos de África de la AIEA, <http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/documents/other/STI%201302%20Atlas%20of%20Isotope%20Hydrology%20-%20Africa%202007.PDF>. Los datos de Zug son propios).

RESUMEN

El problema de la escasez de recursos hídricos está despertando una creciente preocupación, debido a la explosión demográfica que ha experimentado el planeta en las últimas décadas, y el consiguiente aumento de la demanda de recursos hídricos y su sobreexplotación. En el territorio del Sahara Occidental, al igual que en el resto del gran desierto del norte de África, la penuria de estos recursos ha sido una constante a lo largo de la historia. Ello se debe principalmente tanto a la insuficiencia de las precipitaciones -unos 60 mm/año en valor medio aproximado- como a la falta de estudios relacionados con la prospección de estos recursos. La presente Tesis Doctoral se centra en el estudio y caracterización geológica e hidrogeológica de la región de Zug al sur del territorio saharauí. Se pretende ayudar a la población autóctona a tener una idea de los recursos hídricos existentes en el área, tanto en calidad como en cantidad, así como prevenir la posible contaminación de estos.

La primera fase del desarrollo del presente estudio consiste en el reconocimiento geológico de toda la región. Destaca el análisis estratigráfico, mediante el cual se caracterizaron las principales estructuras favorables que pueden servir como posibles áreas de acumulación de agua, y la determinación de las edades geológicas de las rocas características de la región. Un segundo aspecto se centró en la descripción de las estructuras y ambientes sedimentarios que actúan como posibles focos de recarga, tales como las *sabkhas* o los abanicos aluviales, así como la descripción petrológica y geoquímica de las rocas que constituyen el substrato. Cabe destacar la amplia representación de materiales ígneos y metamórficos existentes en la zona -que en la jerga hidrogeológica reciben el nombre de *hard rocks*- como un primer indicio de la dificultad de localizar acuíferos potencialmente interesantes.

La segunda fase consistió en un estudio de carácter geofísico que se realizó a partir de los reconocimientos estratigráficos, petrológicos y sedimentológicos llevados a cabo con anterioridad. Para el desarrollo de esta fase se han empleado imágenes de satélite,

especialmente para la localización de estructuras favorables. Se ha aplicado el método de prospección de tomografía eléctrica para tener una idea más precisa de las características geológicas en profundidad en toda el área estudiada, que a su vez ha permitido localizar las zonas más favorables para el emplazamiento de futuras captaciones de agua subterránea. Mediante la prospección geofísica se han detectado valores bajos de resistividad a profundidades inferiores a los 49 m, lo que puede corresponder a la presencia de agua subterránea. Por otro lado parece que los planos de falla actúan como zonas de flujo preferente.

La última fase del estudio es la relacionada con la caracterización hidrogeológica. Este trabajo se ha llevado a cabo mediante la identificación y descripción de las principales unidades geológicas potencialmente favorables para alojar agua -básicamente las *sabkhas*, los abanicos aluviales y los mantos de arena, especialmente los que están asociados con zonas de fracturas-, el inventario de 18 puntos de agua y la toma de 18 muestras de agua para su análisis físico-químico. Las determinaciones analíticas de las muestras se realizaron en el Centro de Asistencia a la Investigación de Técnicas Geológicas, perteneciente a la Universidad Complutense de Madrid (UCM), y se puso de manifiesto que las aguas de la zona de Zug son esencialmente cloruradas-sódicas. La caracterización isotópica de las muestras de agua se realizó en los laboratorios del CENTA (Ministerio de Fomento); la interpretación realizada a partir del análisis isotópico permite aventurar que los acuíferos de la región estudiada han recibido aportaciones de agua en épocas muy recientes.

Se ha propuesto un modelo hidrogeológico conceptual sobre las características de flujo de las aguas en toda la región de Zug, que en muchos aspectos será preciso verificar en futuros trabajos de investigación. Básicamente destaca el papel que pueden desempeñar las *sabkhas* como lugares de concentración de aguas superficiales y posterior recarga de los acuíferos infrayacentes. El presente trabajo proporciona una idea general sobre los rasgos hidrogeológicos generales del área y sienta las bases para futuras investigaciones.

En cuanto a la contaminación de las aguas subterráneas, el estudio revela las inadecuadas condiciones bajo las que se están explotando los pozos superficiales, muchos de ellos carentes de brocal y de cualquier otra estructura de protección de la captación, con cercana presencia de la cabaña de camellos, sin apenas control. Finalmente esta memoria permite confirmar que difícilmente existen recursos hídricos subterráneos en la zona como para abastecer a grandes asentamientos de población.

ABSTRACT

The shortage of water resources is raising an ever-growing awareness /concern, due to the population explosion developed in the planet in the last decades, and the consequent increase of the water resources demand and their overexploitation. In West Sahara, as happens in the rest of the Northern African great desert, the nearly lack of these resources has been a constant presence through history. Mainly not only because of the scarcity of precipitation (around 60 mm per year), but also because of the lack of scientific studies regarding the prospecting of these resources. This thesis will focus on the study and the geographic and hydrogeological categorization of the Zug region, south of Saharai territory.

The aim after this thesis is helping out the native inhabitants having a notion of the water resources in the area, regarding quantity and quality as well as preventing their contamination. The first stage in the current study will involve the geological research of the whole region. The stratigraphic study should be highlighted, since it is the tool for categorization the main available structures that may be used as feasible water accumulation areas, and for the determination of the geological ages of the characteristic regional rocks. A second approach will focus on the description of the structure and of the sedimentary environments acting like feasible points of recharge, such as sabkhas or the alluvial fans. It will also involve a petrologic and geochemistry description of the rocks forming the substratum. The wide presence of igneous and metamorphic rocks, commonly known as hard rocks using hydrogeological slang, should be pointed out as a first evidence of the difficulty to be found when locating potentially interesting aquifers.

The second stage involves a geophysical study based on stratigraphic, petrological and sedimentological reconnaissances performed in earlier stages. Satellite images have been used through the development of this phase, specifically when locating feasible structures.

The prospecting method of electric tomography is used to get a more accurate idea of the geological characteristics of the whole area under study, which in turn has enabled locating the more feasible zones for the establishment of future groundwater wells. Using

geophysical prospecting, low values of resistance have been found in depths under 49 m, what may be related to underground water. Besides, fault planes seem to be acting as priority flow zones.

The last stage of this study involves the hydrogeological characterization. This research has been carried out by means of the identification and the description of the main geological units potentially likely to contain water. These being basically sabkhas, alluvial fans and sand-sheets, especially the ones relating to fault zones. This phase includes also the inventory of 18 water points and taking 18 samples of water for analysis. The chemical analysis was done in the Centro de Asistencia a la Investigación de Técnicas Geológicas, belonging to the Universidad Complutense de Madrid (UCM). The results show that water from Zug area is sodium chloride water. CENTA labs (Ministerio de Fomento) carried out the isotopic characterization of the water samples; the interpretation concluded after the isotopic analysis allows to venture that the aquifers in the studied region have received water inputs in very recent times.

A conceptual hydrogeological model is proposed based on the characteristics of the water flow in the entire Zug region, which should be further verified in many aspects by future researches. Basically, it should be pointed out the role of sabkhas as accumulation sites of surface water and the subsequent recharge of the aquifers below them. As a general comment, the current research provides a general idea of the hydrogeology of the area and sets down the rules for future research. Regarding groundwater contamination, this study discloses the inappropriate conditions under which the shallow wells are being exploited, most of them lacking of curbs or any other protective structure of the collection, located very close to herds of camel, hardly controlled. Finally, this research confirms that hardly any groundwater resources exist in the mentioned zone for the appropriate supply of large settlements.

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1. INTRODUCCIÓN

La región de Zug, situada en el extremo sureste del territorio saharauí (Fig. 1), se caracteriza por presentar un relieve llano con gran desarrollo de montes-isla (“inselberg”). Esta región, a su vez, está localizada en la zona suroccidental de la Dorsal de Tiris (Fig. 2). Los materiales constituyentes de esta región son en su gran mayoría gneises y granitos, todos ellos de edad arcaica. Existen también grandes campos de dunas que cubren a las anteriores estructuras y están constituidas por sedimentos del Cuaternario, principalmente arenas. Los materiales que forman estos depósitos de arena derivan de los intensos procesos de meteorización a los que están sometidos los materiales geológicos en la zona. Estas zonas están habitadas mayoritariamente por una población nómada que se desplaza siguiendo las lluvias para garantizar la supervivencia de sus rebaños.

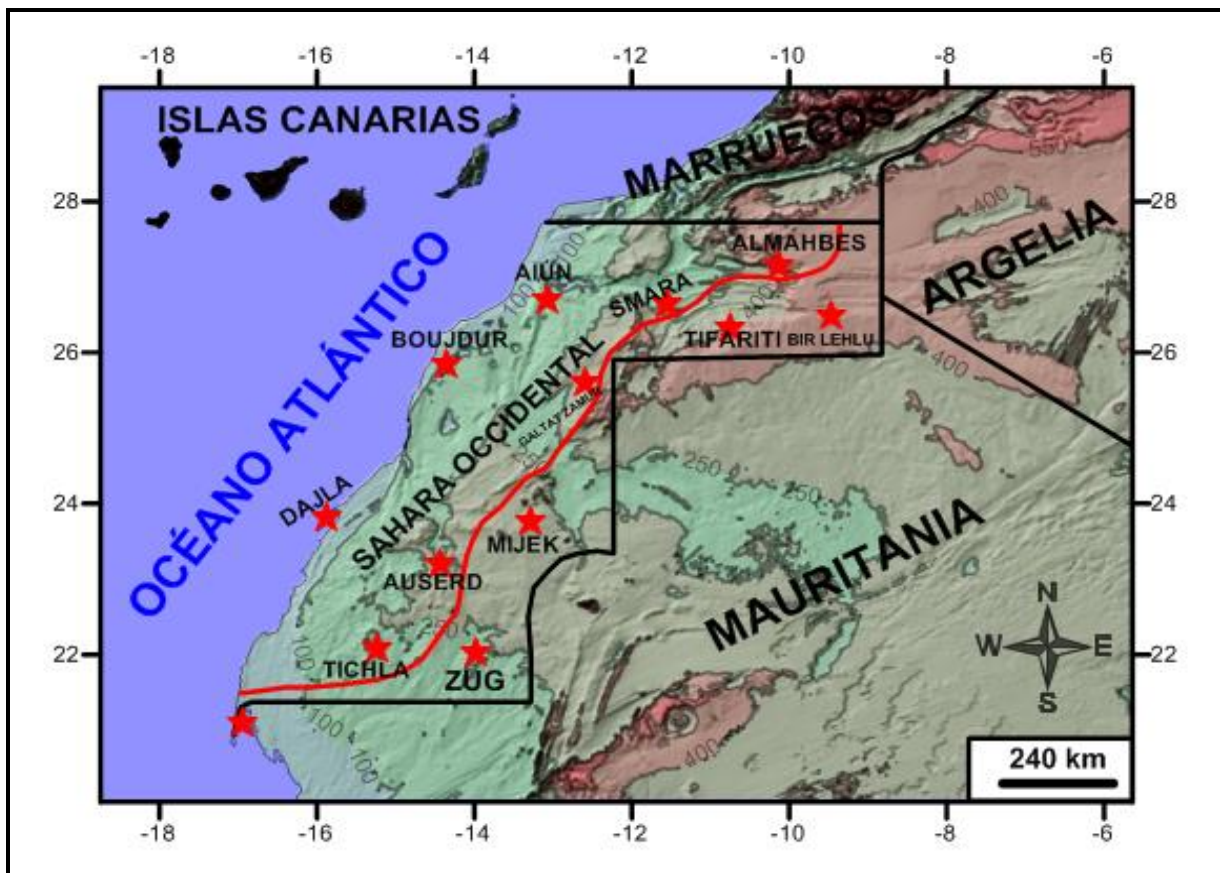


Figura 1. Mapa con la situación actual del Sahara Occidental. La línea roja es el muro de separación. Al este de esta estructura se localizan los territorios controlados por el Frente Polisario (“territorios liberados”) y al oeste del muro quedan los que están bajo el control de Marruecos. Las estrellas rojas representan las localidades más importantes del territorio.

La naturaleza desértica de la zona, el predominio de estructuras llanas y las escasas lluvias dan lugar a un deficiente desarrollo de la red fluvial en toda la región. Otro de los factores que influyen también en ello es la existencia de grandes redes de fracturas, que ayudan a que parte del agua que cae durante los episodios de lluvia se infiltre con rapidez, restándole caudal a los pequeños arroyos que se forman. Otra de las causas es el encharcamiento del agua, originada principalmente por la práctica inexistencia de variaciones en el relieve. La conjugación de estos factores hace que en el área exista un pobre desarrollo de vegetación de carácter temporal, conjugado, sin embargo, con cierto desarrollo de vegetación de carácter perenne, como es el caso de las acacias. La presencia de estos árboles ha sido a lo largo de la historia prácticamente el único indicio que han seguido los pobladores para la construcción de obras de captación de agua subterránea.

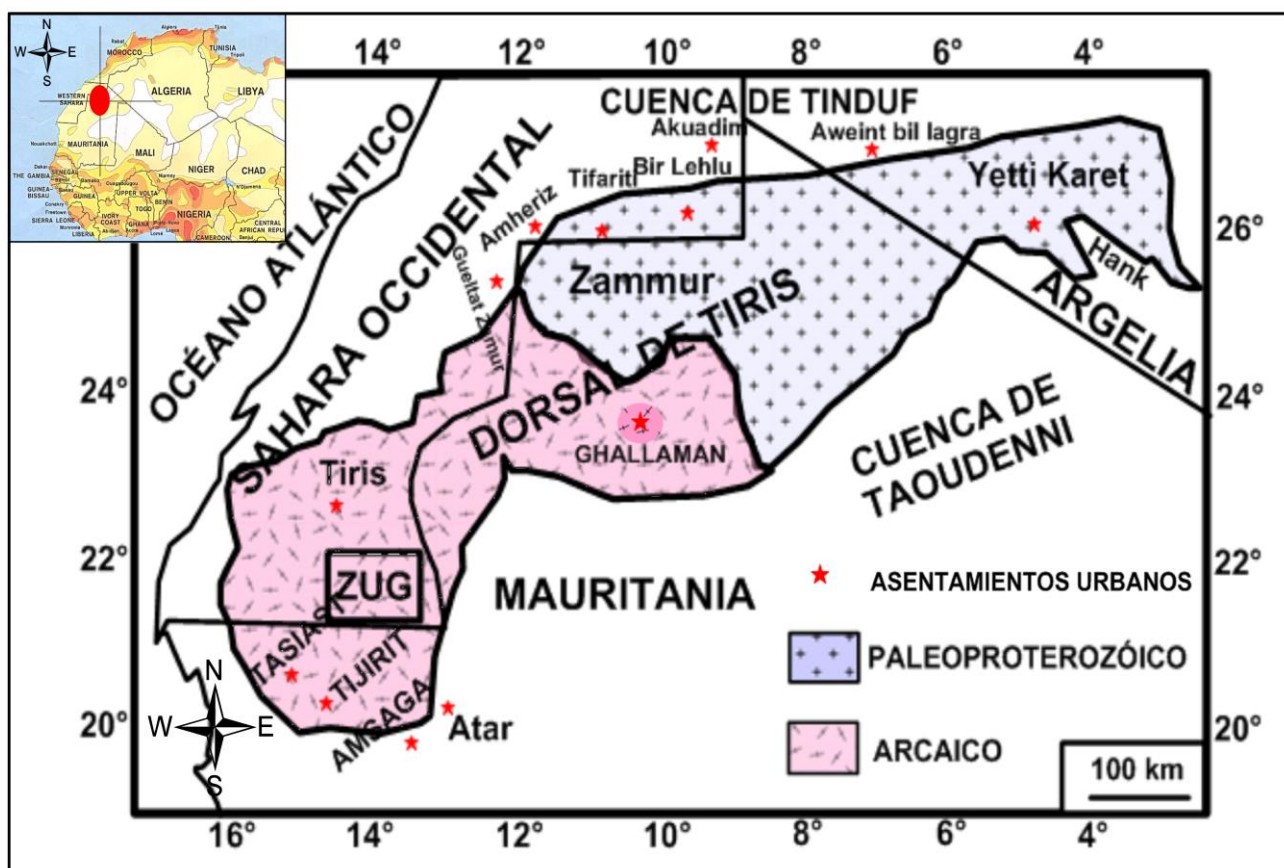


Figura 2. Mapa simplificado de las principales divisiones geológicas de la Dorsal de Tiris (modificado de Bessoles, 1977).

La totalidad de las captaciones de agua subterránea existentes en la zona se han desarrollado sin ningún estudio previo. Probablemente si se hubiera hecho un estudio hidrogeológico previo, se hubieran ubicado las captaciones en emplazamientos más idóneos para extraer agua. En cuanto a los indicadores químicos, todas las captaciones existentes presentan concentraciones de sustancias como nitratos, cloruros y componentes carbonáticos, que multiplican las concentraciones aptas para el consumo humano, según los parámetros estándar de la Organización Mundial de la Salud.

Todo lo expuesto anteriormente se debe fundamentalmente a la inexistencia de estudios de naturaleza geológica, hidrogeológica y geofísica de la zona. En toda la región de Tiris el último estudio de naturaleza geológica fue realizado por Hernández-Pacheco (1942). Esta circunstancia, unida al creciente aumento de la población nómada en la zona, y la consiguiente demanda de recursos hídricos tanto para el consumo humano como para el rebaño, ha supuesto un elemento motivador para la realización de la presente Tesis. Para ello, se ha contado, entre otros, con la contribución del Gobierno Saharaui, la Ayuda al Desarrollo de la UCM y las ONG *Ingeniería Sin Fronteras* (Asturias) y *Geosolidarios*. La finalidad del estudio es el de tener un conocimiento de la geología e hidrogeología de la región, con ayuda de técnicas geofísicas, al objeto de poder localizar con criterios científicos las zonas más favorables para la ubicación de futuras captaciones de agua subterránea en la región de estudio. Y, por tanto, el posible asentamiento de una población más numerosa en la zona.

Debido a la inexistencia de antecedentes específicos, esta tesis es la primera en abordar de forma global un estudio de carácter geológico e hidrogeológico aplicado al área de Tiris. Así, se realiza un estudio estratigráfico que describe las características generales de la zona y su edad geológica, así como el estudio de las diferentes estructuras sedimentológicas y geomorfológicas que determinan los ambientes sedimentarios en la región. También por primera vez que nos conste- se realiza un estudio geofísico para localizar las zonas más favorables para el emplazamiento de pozos, así como un estudio

hidroquímico para esclarecer las propiedades químicas de las aguas subterráneas presentes en la zona.

Con la presente Tesis se pretende, por tanto, realizar una aportación al conocimiento de una región geográfica en la que los estudios previos de esta naturaleza son casi inexistentes, que sirva como base científica para resolver uno de los problemas más acuciantes de la población nómada de la región.

El esquema que se ha seguido en la realización de esta Tesis es el siguiente:

- ❖ Los capítulos 1 y 2 muestran las características generales de la zona y los antecedentes bibliográficos.
- ❖ En el capítulo 3 se abordan los aspectos generales de la geología de toda la región.
- ❖ El capítulo 4 trata sobre el estudio de las características estratigráficas de la zona de estudio.
- ❖ En el capítulo 5 se describen los distintos tipos de estructuras sedimentológicas, determinación de ambientes sedimentarios y su implicación en el desarrollo y acumulación de agua durante las épocas de lluvia.
- ❖ El capítulo 6 aborda el estudio petrológico y geoquímico de los materiales que afloran en la zona.
- ❖ En el capítulo 7 se presenta el estudio geofísico focalizado en las zonas de grandes campos de fracturas para localizar las zonas más favorables para el emplazamiento de futuras captaciones de aguas subterráneas.
- ❖ El capítulo 8 trata sobre la hidrogeología del entorno de Zug. Tras abordar el tema de las precipitaciones, se clasifican los materiales en función de su capacidad de almacenar agua. Se recoge el inventario de puntos de agua, cuya descripción concreta

es objeto de un anexo específico, para tratar a continuación las unidades hidrogeológicas así como las principales características de los acuíferos.

- ❖ El capítulo 9 se refiere a los aspectos relacionados con la hidroquímica y calidad del agua, análisis de los datos las captaciones muestreados durante la campaña de campo con el objetivo de caracterizar las aguas desde el punto de vista hidroquímico y la calidad de dichas aguas para el consumo humano.
- ❖ El capítulo 10 recoge las aportaciones de los capítulos precedentes para proponer un modelo conceptual de comportamiento y funcionamiento hidrogeológico de las estructuras más significativas encontradas en el área de estudio: las *sabkhas*.
- ❖ En el apartado final de donde se recogen las distintas conclusiones a las que se ha llegado.

1.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

El Sahara Occidental se encuentra en el gran desierto africano (Fig. 1), el cual constituye una prolongación de las regiones áridas del Trópico de Cáncer, tales como el desierto de Arabia, Siria y la plataforma de Irán por el este, y los americanos de California, Colorado, Arizona, Nevada y del norte de México por el oeste. En estas zonas se sitúan las regiones de altas presiones en las que los vientos contraalísios que proceden del ecuador descienden hacia la superficie, dando lugar a una gran escasez de nubosidad y, por consiguiente, de lluvias. Este fenómeno es producido por el avance de los alísios desde regiones más frías hasta las más próximas al ecuador, más cálidas. El aumento de la temperatura motiva la disminución de la nubosidad y, por tanto, de las lluvias, razón por la cual se prolongan hacia el sur las extensiones que ocupan las franjas desérticas.

Desde una perspectiva geológica podríamos decir que las condiciones climatológicas en esta zona han sufrido variaciones en el transcurso del tiempo, aunque siempre dentro de

un rango de aridez. Entre las distintas regiones del Sahara cabe señalar algunos de los momentos de mayor aridez, como los acaecidos a finales del Paleozoico, durante el Triásico y principios del Cretácico, y la gran etapa árida del Oligoceno (Font i Sagué, 1909; Menchikoff, 1930). En épocas más recientes, ya en el Cuaternario, se produce un periodo de aridez progresiva durante el Paleolítico y el Neolítico hasta nuestros días. Estos procesos de sequía intensa han coincidido en gran medida con los distintos periodos de glaciación (Alía, 1945).

En el Sahara Occidental, como parte del gran desierto africano, se pueden reconocer vestigios de las antiguas variaciones climáticas. Estas condiciones quedan atenuadas en las cercanías de la costa, dada la proximidad del océano, cuya influencia se manifiesta claramente en el desarrollo que experimenta la vegetación en la costa, a diferencia del interior de territorio. También la presencia de depósitos aluviales y cauces de *uadis* de mayor desarrollo en zonas muy alejadas de la costa demuestra la existencia de condiciones climatológicas que difieren mucho de las actuales.

Los civiles saharauis que fueron desplazados tras el conflicto bélico con Marruecos subsisten en medio del desierto argelino a muy pocos kilómetros de la ciudad de Tinduf, capital de la provincia con el mismo nombre en el suroeste de Argelia. Las vías de comunicación son en su mayoría vías sin asfaltar que comunican a los cuatro Campamentos (*Wilayas*), que conservan los nombres de las grandes ciudades del Sahara Occidental: Smara, Aiun, Auserd, Dajla, más la localidad del 27 de Febrero y la sede del gobierno saharauí en el exilio, en Rabouni (Fig. 3); estos asentamientos se localizan en la parte occidental de la cuenca de Tinduf. La distancia que existe entre los campamentos y el territorio saharauí es de unos 75 km.

La temperatura del aire en esta región supera los 45°C por el día durante el verano y los 20°C en invierno, mientras que por las noches ocurre un brusco descenso térmico, especialmente durante los meses de verano, que puede llegar a 20°C de variación. Las

precipitaciones por esta área son escasas y no superan los 60 mm/año, según los datos facilitados por la sociedad de aeropuertos de Mauritania (SAM).

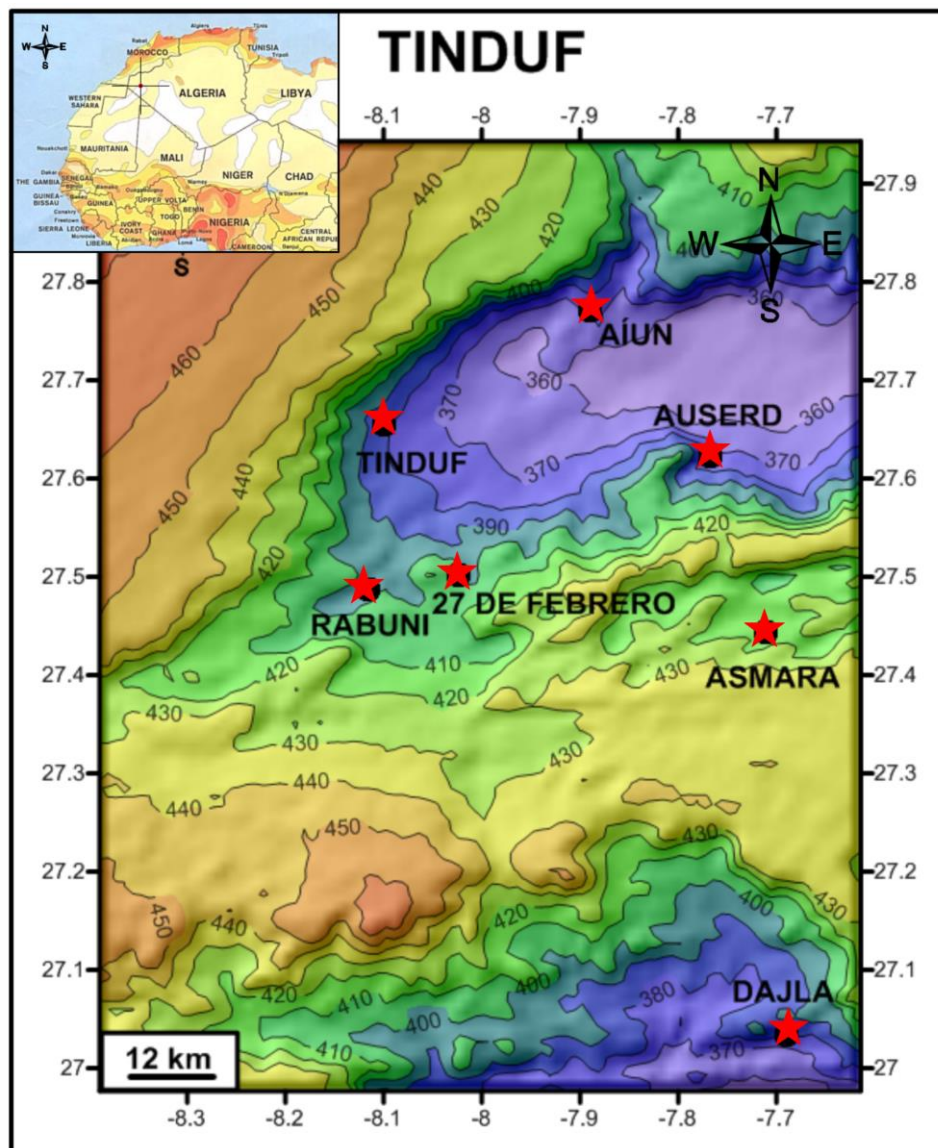


Figura 3. Ubicación geográfica de los Campamentos de Refugiados Saharauis en Tinduf, sobre soporte SIG del mapa de Argelia 1:500.000.

El presente trabajo se ha llevado a cabo en la zona sur de los territorios liberados del Sahara Occidental, específicamente en el entorno de las localidades de Zug, Douguej, Agueinit (Figs. 1, 2 y 4). Esta área se caracteriza, a diferencia de las demás zonas del país, por la presencia de numerosas captaciones de agua subterránea, principalmente destinadas a abrevadero para el ganado. Como se puede observar, los límites de dicha área son

rectilíneos, lo que se debe fundamentalmente a razones puramente militares que se salen de nuestras manos. El área presenta una superficie total de alrededor de 7.500 km².

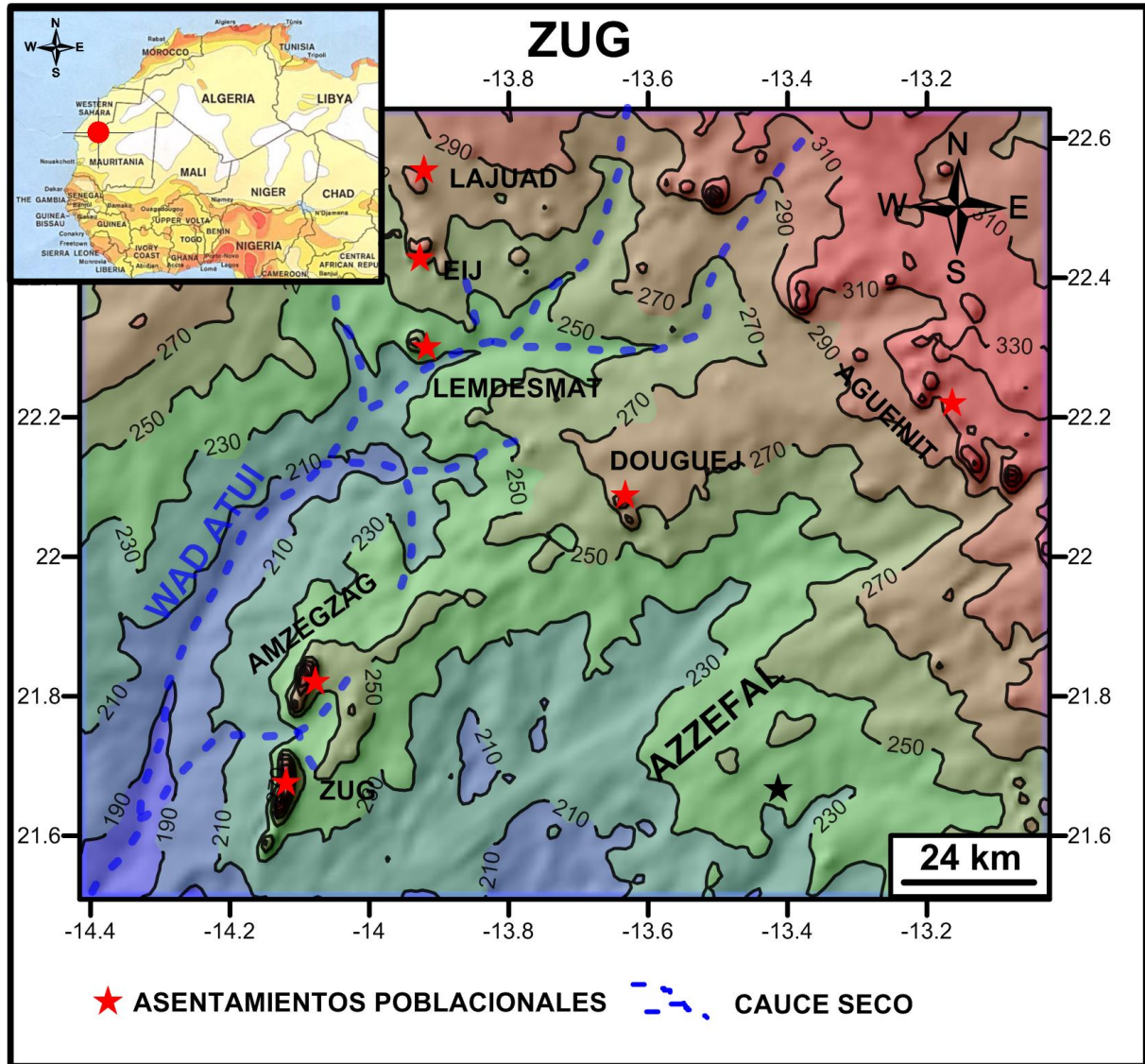


Figura 4. Mapa topográfico de la zona de estudio.

Desde el punto de vista topográfico, la zona se caracteriza por presentar un relieve poco accidentado, cuya altitud oscila entre los 245 m sobre el nivel del mar en Zug y los 320 en Agueinit, pero con pendientes muy acusadas, como es el caso de las elevaciones de Lajuad y Douguej, que sobrepasan los 75°, no así en los demás enclaves del área de estudio, donde la topografía es más suave.

Toda esta zona se encuentra situada sobre el zócalo precámbrico de Tiris (Alía, 1945) (Figs. 2 y 6), formando así parte de la avanzada occidental del escudo Africano. Esta área se caracteriza por la presencia de granitos muy alterados y una amplia red de fracturación, producto de los numerosos procesos orogénicos o de rejuvenecimiento a los que ha estado sometida durante los distintos periodos geológicos (Daveau, 1984).

La red de drenaje es poco densa e insuficientemente desarrollada, como es típico en una zona desértica y predominantemente llana. Los pocos ríos (*Uadian*) presentes en la zona siguen la dirección NE-SW, la misma orientación que presenta la red de fracturas de Zug y la Dorsal de Tiris (las zonas de Douguej y de Agueinit representan una divisoria de aguas situada en el zócalo precámbrico) (Figs. 2 y 6).

1.3. SITUACIÓN GEOLÓGICA

La zona de estudio se encuentra situada en la parte suroeste de la Dorsal de Tiris (Fig. 2), la cual posee una longitud de más de 2.000 km, a lo largo de la parte noroccidental de África; su eje discurre en dirección NE-SW con una desviación ligera hacia el ENE.

Esta estructura limita por su parte noroeste con la cuenca de Tinduf y por la sureste con la cuenca de Taoudenni, y se encuentra cubriendo gran parte del territorio saharaui (Fig. 5). Dicha estructura corresponde al afloramiento del basamento precámbrico, que está caracterizado por la presencia de materiales intensamente metamorfizados y consolidados, que forman parte del amplio escudo africano.

Estos materiales han sufrido a lo largo del tiempo fenómenos tectónicos durante los distintos procesos de orogénesis que dieron lugar a zonas de hundimiento en las que se han ido acumulando sedimentos durante millones de años, propiciando así la formación de las mencionadas cuencas de Tinduf por el norte y la Taoudenni por el sur-sureste (Alía, 1945).

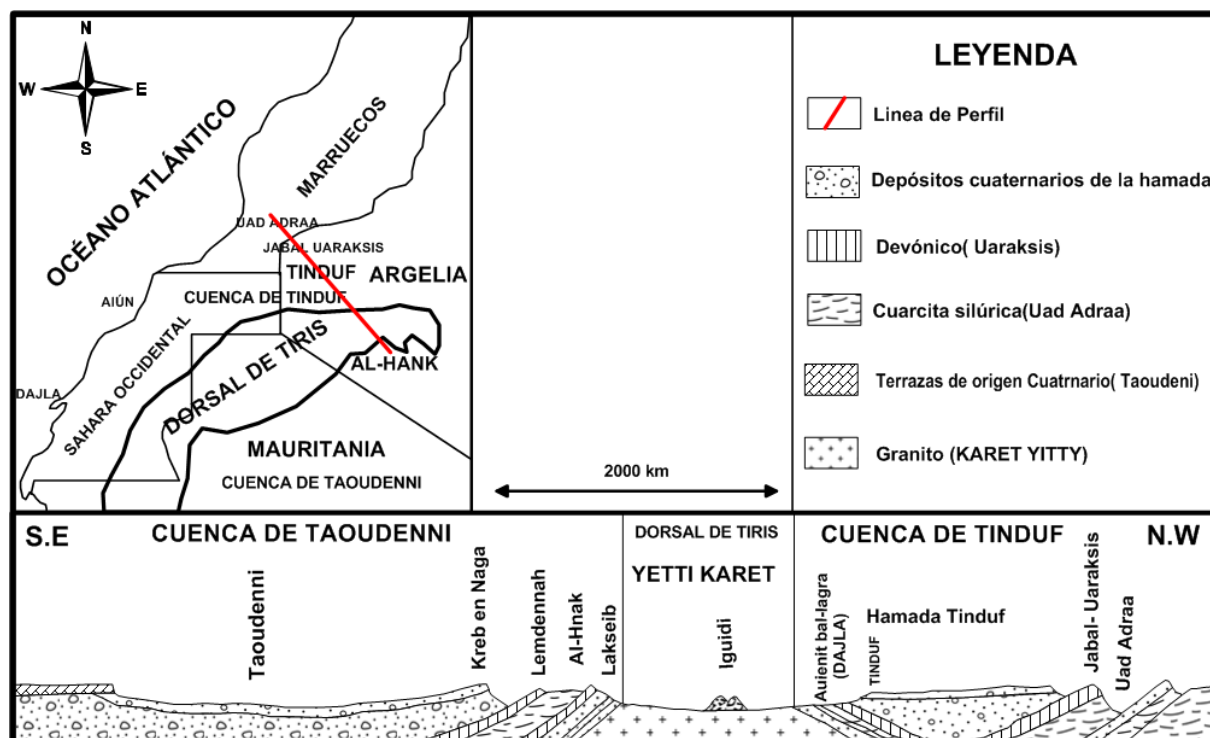


Figura 5. Perfil esquemático de la geología regional, donde se representan las dos cuencas más grandes de la región y la parte noreste de la Dorsal de Tiris (modificado de Menchikoff, 1930).

Por el contrario, en otras grandes extensiones el basamento rígido de materiales precámbricos permaneció más elevado y, en la mayoría de los casos, emergido sobre las aguas de los antiguos mares (Alía, *op.cit.*). Hoy estas zonas están despojadas de sedimentos, mostrando la vieja superficie de este escudo, entrecruzada por las diversas inyecciones y diques de materiales eruptivos que fueron surgiendo en diversas épocas, aprovechando para ello las líneas débiles de las zonas de fractura de dicho basamento. La rigidez que ha presentado el basamento frente a las distintas actividades de orogénesis queda puesta de manifiesto de una manera muy clara en las zonas más meridionales de la Dorsal de Tiris (Menchikoff, 1930) (Fig. 2).

El área que vamos a tratar en este trabajo es la región de Zug, que se sitúa en la parte suroeste de dicha dorsal. Esta región se encuentra sobre un área muy fracturada que se extiende a lo largo de más de 7.500 km². La zona se caracteriza fundamentalmente por la presencia de un gran dique eruptivo de rocas ultrabásicas (Fig. 6), que da un sello distintivo a esta área por su color singular y por sus empinadas pendientes.

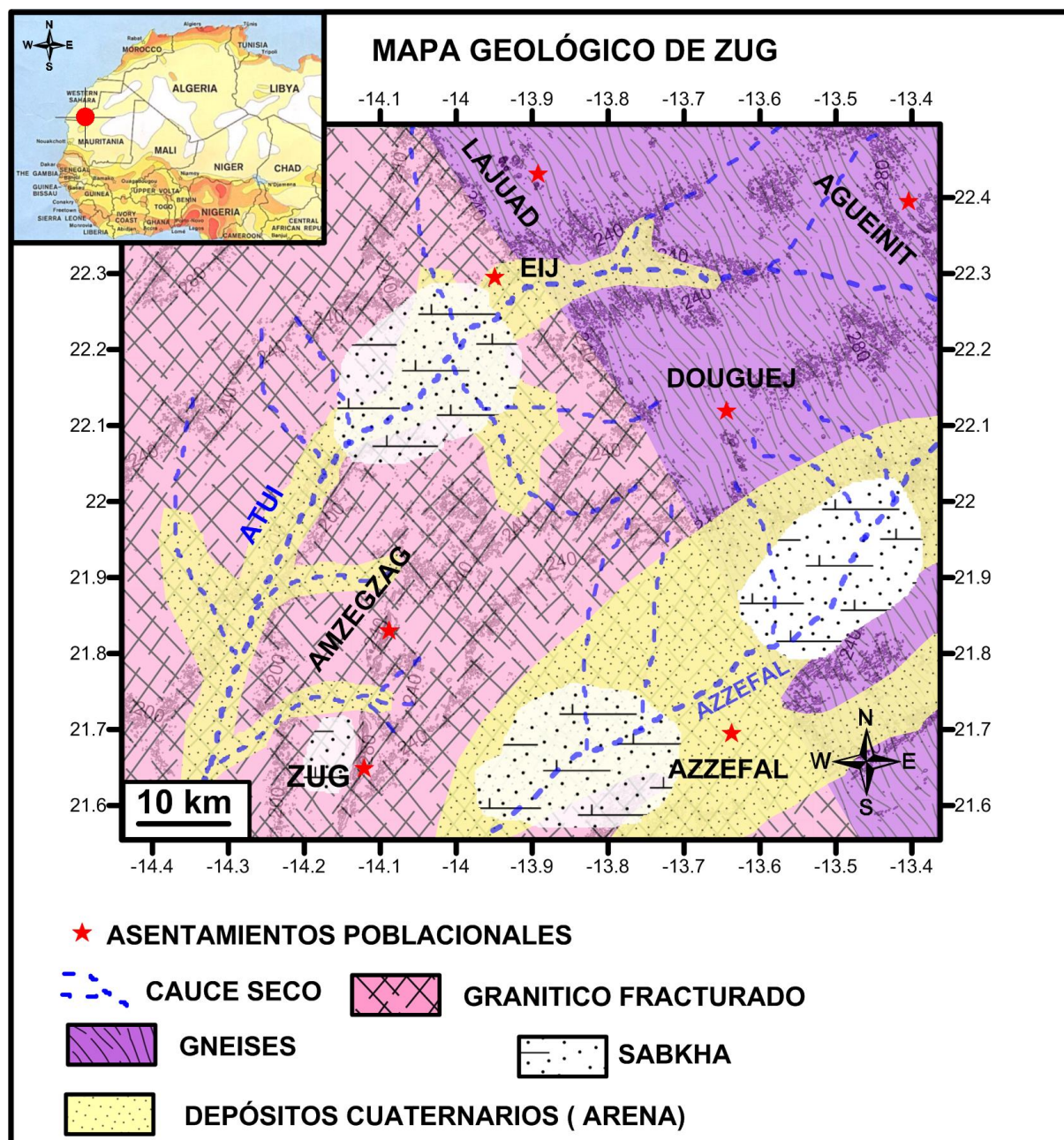


Figura 6. Mapa geológico de la zona de estudio, extraído del mapa geológico del Sahara Español (Alía, 1952). Ver Figura 2 para la localización de la región de Zug en la Dorsal de Tiris.

1.4. OBJETIVOS

Mediante esta Tesis se pretende la caracterización hidrogeológica de la región de Zug, enclavada en la Dorsal de Tiris, orientada básicamente a conocer el origen y comportamiento de las aguas subterráneas, así como la naturaleza y posibilidades de los sistemas acuíferos presentes en el área. Se pretende poder orientar con bases científicas la

futura ejecución de obras de captación de agua subterránea, tanto para el consumo humano como de la ganadería, a fin de satisfacer la creciente demanda de la población autóctona en lo que al agua se refiere.

La mayoría de las obras de captación de agua que a día de hoy se siguen explotando en el territorio saharauí son pozos someros. La población nómada tiene una dependencia total de estas captaciones. Apenas hay sondeos profundos y las escasas precipitaciones de las que depende que haya agua en los pozos artesanales dan lugar al desplazamiento de la población a otros lugares muy lejanos para abastecerse de este recurso durante las épocas de sequía.

Los escasos sondeos de agua existentes han sido perforados sin ningún estudio previo, habiendo sido realizados al azar o cerca de una zona donde hay pozos artesanales poco profundos, lo cual no garantiza que haya agua a mayores profundidades. Esto explica el hecho de que muy pocos sondeos sean productivos. La falta de estudio geológico e hidrogeológico da lugar a que surjan una serie de dificultades que influyen tanto en el desarrollo del sondeo como en el caudal de producción, la mala calidad del agua y el frecuente derrumbe de la captación por su mala ejecución.

En el presente trabajo se ha realizado un estudio sedimentológico, petrológico, hidrogeológico y geofísico detallado, con la finalidad de localizar las estructuras más favorables para la ubicación de nuevas captaciones de agua subterránea, en la parte sur de los territorios saharauí liberados, más concretamente en las localidades de Zug, Douguej y Agueinit (Figs. 1 y 4).

Para llevar a cabo este objetivo principal, se han planteado los siguientes aspectos concretos:

1. Conocer la geología regional de la zona, con el propósito de identificar los dominios hidrogeológicos más interesantes de cara a la explotación de las aguas subterráneas.

Para este objetivo se profundizará en el conocimiento geológico, estratigráfico, sedimentario y petrológico de la zona.

2. Identificar mediante técnicas geofísicas las estructuras más favorables para el almacenamiento de agua subterránea en la zona.
3. Caracterizar las aguas de la región de estudio desde el punto de vista hidroquímico, y establecer su comparación con parámetros internacionales de calidad.
4. Abordar la caracterización isotópica de las aguas existentes en la zona, en orden a determinar su posible origen.
5. Evaluar la potencialidad que ofrecen los dominios hidrogeológicos analizados para el emplazamiento de futuras captaciones de aguas subterráneas.
6. Integrar todos los datos recogidos y analizados para elaborar un modelo conceptual de comportamiento hidrogeológico que sirva de base a futuros trabajos de investigación encaminados a la prospección de aguas subterráneas.

1.5. METODOLOGÍA

Para alcanzar el objetivo principal de esta Tesis ha sido necesario realizar dos campañas largas de campo y una serie de tareas llevadas a cabo en diferentes fases de gabinete. A continuación se mencionan las etapas a lo largo de las cuales se ha desarrollado el trabajo:

- ❖ Recopilación de información existente sobre la región de Zug y su entorno. Esta tarea no se ha centrado exclusivamente en la documentación relativa a los recursos hídricos, sino en todos los estudios relacionados con la Geología, Geofísica y otras ramas de la ciencia como la Arqueología, debido especialmente a la escasa información existente en el área. Esta documentación, utilizada como base para la elaboración de la Tesis, está convenientemente citada en el apartado de referencias bibliográficas.

- ❖ Estudio y análisis de la estratigrafía de toda el área de estudio, para esclarecer las características y la edad geológica de los materiales presentes en la zona y compararlos con otras áreas cercanas, como es el caso de los territorios mauritanos que colindan con la zona de estudio. Para la realización de este apartado se ha contado con cuatro muestras recogidas durante la campaña de campo, las cuales representan las estructuras geológicas más importantes de la zona, las cuales fueron analizadas en laboratorios pertenecientes a la universidad complutense de Madrid(UCM), Universidad De Zaragoza (UNIZAR), la Universidad de País Vasco(UPV). Se estudiaron las diferentes estructuras sedimentológicas y ambientes sedimentarios existentes en la zona de Zug, y determinación de las áreas más favorables para la acumulación de agua durante los episodios de lluvia. La descripción de las distintas estructuras sedimentológicas y los ambientes sedimentarios se basó en los análisis de las observadas en el campo durante la campaña.
- ❖ Estudio petrológico y geoquímico de las rocas del substrato para determinar las características de los mismos y la relación de éstas con la zona de acumulación de agua.
- ❖ Estudio y caracterización geofísica de las zonas más favorables para la acumulación de agua. Se ha empleado un método de prospección geoeléctrica e interpretado imágenes de satélite para la localización de estructuras aptas para alojar agua en su interior. Este estudio se realizó con el empleo de equipos de tomografía eléctrica SYSCAL con 48 electrodos.
- ❖ Inventario de puntos de agua en la zona de Tiris
- ❖ Análisis de las propiedades químicas del agua existente en las diferentes captaciones muestreadas en la zona de estudio y su comparación con los parámetros internacionales establecidos sobre la calidad del agua para el consumo humano. Para el análisis de parámetros *in situ* se contó con una sonda multiparamétrica, modelo

Aquaread AP600, y para los demás parámetros se recogieron muestras que fueron analizadas en el Centro de Espectrometría Atómica de la Universidad Complutense de Madrid. Para la recogida de muestras de agua se contó con la ayuda del Departamento de Hidráulica Saharaui y la ONGD *Ingeniería Sin Fronteras* de Asturias (ISFA) y *Geosolidarios* (ONG nacida en el entorno de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid), y el PHREEQC INTERACTIVE 3.0.6 empleado para la especiación mineral.

- ❖ Estudio isotópico de las aguas en el área de estudio, y su comparación con otras áreas cercanas donde existe una red de seguimiento GNIP (*Global Network of Isotopes in Precipitation*), perteneciente a la Agencia Internacional de Energía Atómica (AIEA), con el objetivo de esclarecer el origen de las aguas subterráneas existentes en Tiris. Para la realización de este estudio se han consultado datos isotópicos anuales -y en ocasiones mensuales- del agua de las precipitaciones y de aguas subterráneas en las zonas más cercanas posibles al área de estudio. Los datos fueron obtenidos a partir de la base datos GNIP, disponibles en Internet desde el año 1960 hasta la actualidad. También se han recopilado datos del atlas isotópico de África, emitido por la AIEA. Las muestras de agua subterránea recogidas en la zona de estudio durante la campaña han sido analizadas en el laboratorio del CETA (*Centro de Estudios de Técnicas Aplicadas*, perteneciente al Centro de Estudios y Experimentación en Obras Públicas (CEDEX), vinculado al Ministerio de Fomento y al Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente), en Madrid.

Capítulo 2

ANTECEDENTES

2.1. BREVE HISTORIA DEL SAHARA OCCIDENTAL

El Sahara Occidental es un país de África situado en la costa atlántica de este continente. Limita al norte con Marruecos, al noreste con Argelia, al este y sur con Mauritania. Fue colonia española desde 1884 hasta 1975, bajo el nombre de Sahara Español. En la actualidad forma parte de la lista de los dieciséis territorios no autónomos, según la Organización de las Naciones Unidas.

España se retiró del Sahara en 1976, a raíz de la firma de los Acuerdos Tripartitos de Madrid con Marruecos y Mauritania, lo que permitió la invasión militar del territorio por parte de estos dos países. El 6 de septiembre de 1991 entra en vigor el alto al fuego en el Sahara Occidental, después de más de quince años de confrontación bélica entre el Frente POLISARIO (acrónimo de *Frente Popular de Liberación de Saguía el Hamra y Río de Oro*) y Marruecos, con la instalación en el territorio de la Misión de Naciones Unidas para el Referéndum del Sahara Occidental (MINURSO). Este plan de paz mediado por la OUA (Organización para la Unidad Africana, la actual Unión Africana) y la ONU, prevé la celebración de una consulta en la que los saharauis puedan decidir sobre su propio destino.

Durante la Marcha Verde (estrategia de Marruecos, iniciada el 6 de noviembre de 1975, con la intención de ocupar el entonces Sahara español), la población saharauí fue bombardeada con bombas de fósforo blanco (napalm), lo cual dio lugar a una huida masiva hacia territorio argelino para evitar ser atacada por la aviación marroquí, refugiándose desde entonces en los campos de refugiados de Tinduf, al suroeste de Argelia. En este lugar el gobierno argelino permitió que se asentasen dichos campos, desde hace ya unos 40 años, donde más de 200.000 saharauis subsisten en condiciones precarias y de extrema dureza en las zonas más inhóspitas del desierto, a la espera del ansiado referéndum.

En la actualidad el territorio del Sahara Occidental se encuentra dividido en dos partes (Fig. 1) por un muro de más de 2.700 kilómetros de longitud, sembrado de minas anti-persona. En la parte que se encuentra al oeste de dicho muro están localizados los terrenos

más productivos del Sahara Occidental, dentro de los cuales podemos citar los yacimientos de fosfatos de Bucraa, el banco pesquero del Sahara, las reservas de hidrocarburos de Bojador, así como grandes reservas de agua subterránea.

La parte que se encuentra al este del muro constituye los territorios liberados, los cuales representan la cuarta parte de los de más de 266.000 kilómetros cuadrados de la superficie total del territorio saharauí y están bajo control del Frente POLISARIO. La población que habita estas zonas es en su mayoría nómada, que se desplaza en busca de pasto para su rebaño.

2.2. ANTECEDENTES

Son muy pocos los trabajos que han tratado la geología y menos aún los temas relacionados con la hidrogeología del Sahara Occidental. La práctica totalidad de estos trabajos se realizaron a principios del siglo pasado, cuando el territorio saharauí formaba parte del protectorado español en África. Gran parte de ellos se efectuaron en las áreas costeras, cerca de las grandes ciudades como el Aiún y Villa Cisneros (Dajla), y en el interior se realizaron cerca de Smara (Fig. 1).

Los trabajos de carácter geológico realizados tanto en el territorio saharauí como en los territorios fronterizos han servido para establecer una correlación de carácter geológico, demostrando que la parte septentrional del Sahara es la continuidad de la cuenca de Tinduf, localizada en su totalidad en Argelia y en el sur de Marruecos, y que la Dorsal de Tiris constituye la avanzada occidental del cratón Africano (Fig. 2). Dicha estructura geológica comienza desde la localidad de Hank (Argelia), siguiendo una orientación E-W, y se adentra en territorio saharauí por los enclaves de Bir Lehlou, Tifariti hasta Amheriz, cambiando de orientación hacia el sur, llegando a cubrir las zonas meridionales del Sahara y las septentrionales de Mauritania (Menchikoff, 1930; Jacquet, 1935). Esta estructura separa la

cuenca de Tinduf, al norte, de la de Taoudenni, al sur. La mayoría de estos estudios fueron realizados por reconocidos científicos franceses y españoles.

Entre estos trabajos cabe destacar el viaje científico realizado por Francisco Quiroga a finales del siglo XIX, formando parte de la expedición dirigida por Cervera. Esta expedición merece ser citada por ser la primera de índole geológica realizada por España en el Sahara, cuyo itinerario se desarrolló entre la Península del Río de Oro (Sahara Occidental) y Zouerat (Mauritania). En los trabajos publicados a raíz de este viaje (Quiroga, 1886) quedan fijados los grandes trazos geológicos de la región estudiada (Fig. 7), en que se determina la presencia del conjunto de materiales antiguos constituidos por granitos, gneis y pizarras cristalinas, con buzamiento general NNE, que forman parte del anticlinal de Tiris.

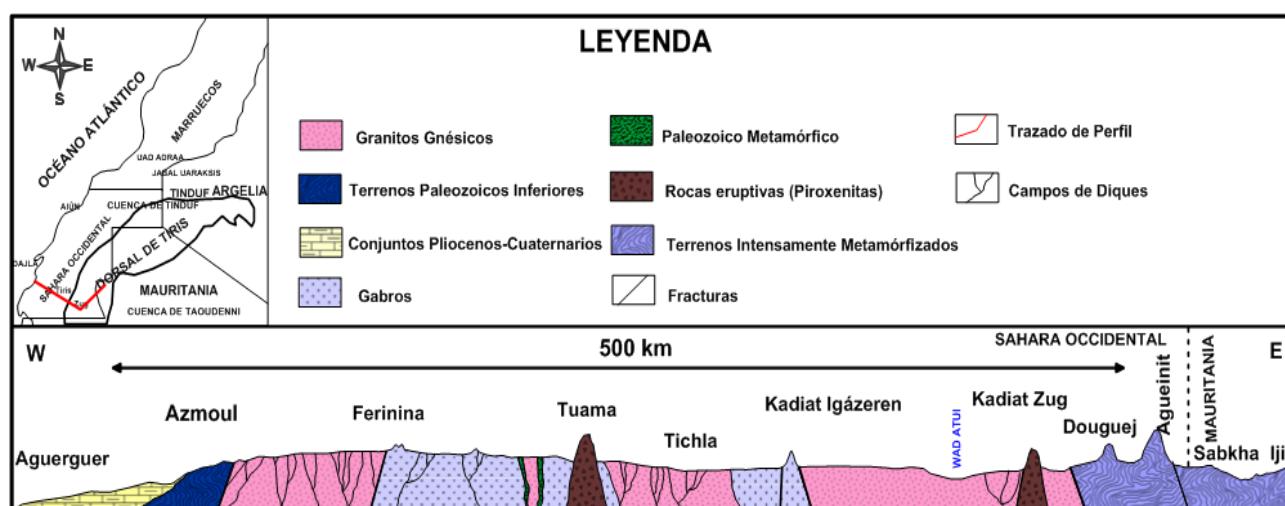


Figura 7. Perfil esquemático de la geología regional, donde se representan las dos cuencas más grandes de la región y la parte noreste de la dorsal de Tiris. (Modificado de Quiroga, 1886).

Ya en 1889 el mismo autor publica otro trabajo, en el cual hace unas consideraciones meteorológicas, hidrográficas y orográficas del territorio por él reconocido, y donde realiza el estudio de las formaciones costeras a las que considera, por los fósiles recogidos, del Mioceno superior o Plioceno (Quiroga, 1889).

D'Almonte, otro de los exploradores del territorio saharaui, publica a principios del siglo XX un trabajo en el cual describe las características generales del conjunto del Sahara Español (D'Almonte, 1914), particularmente las zonas costeras y meridionales, realizando

un estudio tanto de sus características climatológicas y geográficas en general como de las referentes a flora, fauna y corrientes marinas. En el orden geológico reproduce principalmente las conclusiones obtenidas por Quiroga en su expedición.

Font i Sagué (1909) reconoce la región de la Península de Villa Cisneros, anteriormente estudiada por Lenz y Quiroga. Es interesante este estudio ya que realiza una detallada explicación sobre los distintos cortes sedimentarios que constituyen la plataforma costera de Villa Cisneros. En otro trabajo (Font i Sagué, 1911), el mismo autor describe la estratigrafía de dicha península acompañándola de un buen número de fósiles descritos con indicación de los distintos horizontes del yacimiento, lo cual le llevó a la conclusión de que estas unidades pertenecen al Mioceno superior, en contra de los argumentos de Lenz y Quiroga, que estiman que las edades corresponden al Cretácico y Plioceno-Cuaternario (Lenz y Quiroga, 1889).

En el año 1930 el geólogo francés N. Menchikoff, explorador científico de otras regiones africanas, publica uno de los estudios más importantes sobre las zonas septentrionales del Sahara Occidental. En este trabajo (Menchikoff, 1930) se hace una descripción minuciosa de las distintas formaciones, así como de los abundantes fósiles que el autor había recogido en su trabajo, describiendo así el límite meridional de la cuenca de Tinduf en su parte más occidental, donde en la zona de Aweint bil-lagra (Argelia) los materiales paleozoicos presentan una estratificación monoclinal, apoyándose sobre el basamento cristalino del anticlinal de Tiris en su parte más oriental. Estos estratos se van sucediendo hacia el interior de dicha depresión, desde los depósitos más antiguos hasta los más modernos, dando lugar a la aparición de bandas paralelas de forma secuencial donde los materiales de probable edad silúrica descansan sobre el basamento cristalino. Sobre estos materiales se depositan las rocas pertenecientes al Devónico, y por último, las del Carbonífero que terminan por sumergirse debajo de la Hamada, más hacia el oeste, ya en territorio saharauí. Este autor también señala cómo en la zona de Akwadim afloran materiales del Devónico Superior, y posteriormente, describe las especies fósiles del

Devónico Medio, recogidas en el borde meridional del anticlinal de Tiris, en las proximidades de Gueltat Zamur.

Otro distinguido geólogo francés, Théodore Monod, al cual se deben diversos trabajos sobre la geología del Sahara Occidental así como resúmenes de gran interés por la síntesis e interpretación de los datos anteriormente recogidos (Monod, 1935, 1937), también fija las posiciones de las cuencas de Tinduf y de Taoudenni, separadas entre sí por el anticlinal de Tiris, proponiendo la denominación del Hankiense a los escarpes del Hank, para el conjunto paleozoico que se reconoce en la cuenca de Taoudenni y en la que, a diferencia de lo que sucede con la típica serie Tasiliense, en donde el Silúrico reposa directamente sobre el Precámbrico, se encuentran aquí los materiales cámbricos que inician la serie paleozoica.

En el conjunto post-paleozoico el anterior autor señala entre los hechos más importantes la existencia de materiales de edad infra-cretácica dudosa, por lo que respecta a la formación no datada de la hamada de Tinduf. En su opinión, pudiera ser considerada como facies lateral continental del Cretácico-Eoceno, o quizás de edad más reciente, culminando su trabajo con un estudio de las formas más importantes del relieve, en el que hace ver que es común en el Sahara la existencia de morfologías fósiles exhumadas por arrasamiento erosivo de las coberteras que las sepultaban.

Entre los franceses que estudiaron las zonas más próximas a las fronteras del Sahara Occidental se encuentra Fernand Jacquet, el cual publicó en 1936 un trabajo sobre el flanco meridional del sinclinal de Tiris, en los confines de Mauritania, exponiendo que la parte oriental del mismo está orientada en dirección E-NE, mientras que su parte occidental sigue una orientación N-NE (Jacquet, 1936). Los sedimentos en esta zona están representados por areniscas con un episodio intercalado de calizas de origen litoral, mientras que en las regiones meridionales de Zammur se observan capas con estromatolitos, comparables a los de la plataforma mauritana.

En la zona de Zammur, este mismo autor describe la orientación general de los estratos en dirección NNE, con buzamientos de 25° a 30°. Señala también los diversos niveles del Devónico, representados por estratos poco fosilíferos, donde reconoce el Fameniense, Frasnense, Givetense, Eifelense, Coblencense y Gedinense. Para este autor en el transcurso del sistema Devónico el mar se retiró poco a poco hacia el norte, mientras que el Carbonífero no parece tener representación sedimentaria en Zammur.

Posteriormente a la muerte de Jaquet, es publicado, bajo la dirección de N. Menchikoff y M. Nickles, el resumen de sus anotaciones, extraídas de su cuaderno de viaje y de donde se deduce que el itinerario se realizó por las zonas septentrionales de Mauritania y meridionales del sinclinal de Tiris y su estudio geológico. Así, la primera de las seriaciones estratigráficas del Paleozoico que se describe comprende un posible Ordovícico, constituido por cuarcitas fosilíferas, probable un Gothlándico con *Orthoceras*, y el Devónico muy fosilífero, junto con el Carbonífero, también datado por fósiles. Igualmente en los terrenos paleozoicos de Zammur reconoció una serie Cambro-Ordovícica, seguida del Gothlándico y del Devónico en su tramo inferior, medio y superior (Menchikoff y Nickles, 1942).

Las exploraciones modernas españolas en el territorio del Sahara son iniciadas y posteriormente proseguidas por los geólogos Eduardo y Francisco Hernández-Pacheco. Ya en el año 1907, el primero de ellos dio comienzo a sus recorridos geológicos por las costas africanas y, como consecuencia de las observaciones realizadas, estableció la historia geológica de la zona norte del Sahara Occidental, indicando la existencia de plegamiento herciniano, que afectaría a los materiales paleozoicos depositados sobre los anteriores prepaleozoicos, así como el posterior arrasamiento de todos estos sedimentos. Un conjunto de fracturas o grandes fallas, orientadas según NNE-SSW, dislocan y escalonan estas regiones, siguiendo las características generales de la tectónica africana; la probable ausencia de los sedimentos mesozoicos lleva a este autor a la conclusión de que en estas épocas el conjunto del Sahara Occidental formaría un país continental en régimen de

penillanura o, cuando más, sería invadido únicamente por transgresiones de escasa importancia y duración (Hernández-Pacheco, 1942).

Durante el Paleógeno, el Sahara Occidental constituía una plataforma continental que se adentraba en el Atlántico. Los movimientos orogénicos alpinos se traducen aquí en fenómenos con desplazamiento de grandes bloques en la vertical, lo que motiva una serie de transgresiones y regresiones marinas, como la que depositó durante el Plioceno los sedimentos lumaquelíferos y arenosos de la plataforma de El Aiun. Así se forman también, ya en épocas más recientes, los escarpes costeros actuales. En los últimos tiempos, los procesos se complementan con los cambios climáticos acaecidos durante el Cuaternario, de acuerdo con la alternancia de las épocas glaciares, variaciones que llevan finalmente hasta los procesos de desertificación de nuestros días (Alía, 1945).

Por último, con respecto a la evolución hidrográfica estos mismos autores señalan la existencia de repetidas sucesiones en la red fluvial; apuntan también cómo un ciclo fluvial más antiguo labra a principios del Mioceno una vieja red en los materiales depositados durante el anterior periodo, llegando a veces a descubrirse el substrato paleozoico (Menchikoff, 1930; Alía, 1952). La invasión marina acaecida en el Mioceno y parte del Plioceno fosiliza estas antiguas topografías, produciéndose, al retirarse el mar, un segundo ciclo fluvial durante el Plioceno y Cuaternario, al cual corresponde la red hidrográfica actual. La erosión es más intensa como consecuencia del levantamiento costero y de la mayor proximidad del nivel de base, lo que motiva la producción de fuertes entalladuras con fenómenos de aterrazamiento, quedando cortados los sedimentos marinos miocenos y pliocenos. Se originan así los cursos de la red fluvial actual, que en su proceso de encajamiento, alcanzan a descubrir en ciertos tramos, materiales correspondientes al ciclo más antiguo (Hernández-Pacheco, 1943).

En 1958 se promulgó la ley de hidrocarburos, que fue favorablemente acogida por las compañías petrolíferas internacionales, procediéndose a la división del territorio en 108 bloques mineros para los cuales se podía solicitar permisos de exploración. Un total de 71

compañías, mayoritariamente petroleras obtuvieron permisos para las exploraciones en la zona. Tras la retirada de España del territorio en 1975, y debido a la contienda bélica y la posterior inseguridad del lugar, dichos territorios permanecieron en un estancamiento en lo que a las investigaciones y la explotación de sus recursos geológicos se refiere. Otros trabajos que fueron desarrollados recientemente en áreas del territorio mauritano muy próximas a las región de estudio fueron llevados a cabo por Bertone *et al.* (2007), Friedel (2008) y MacDonald *et al.* (2012).

En 2001 y respondiendo a las necesidades imperantes de la población saharauí, asentada en los campamentos de refugiados en Tinduf (Argelia), nació un proyecto entre la ONG Solidaridad Internacional de Andalucía, el Consorcio Provincial de Aguas de Sevilla, el Consorcio de Aguas del Huesna y el Departamento de Hidráulica Saharaui, con el objetivo de aumentar la cantidad de agua apta para el consumo en las zonas donde están asentados dichos campamentos.

Durante el año 2005 la Universidad de Santiago de Compostela financió a la ONG *Ingeniería Sin Fronteras* de Galicia un trabajo de investigación hidroquímica e hidrogeológica en los campamentos de refugiados saharauís en Tinduf, fruto del cual se constituyó la Unidad de Hidrogeología dentro del Departamento de Hidráulica Saharaui.

También en el 2005, la ONG *Ingeniería Sin Fronteras* de Asturias se unió al proyecto con la concesión de diversas financiaciones, una de ellas para el equipamiento de campo y de laboratorio para la Unidad de Hidrogeología y otra para la financiación de proyecto para el estudio de las características geológicas e hidrogeológicas de la zona norte de los territorios liberados del Sahara Occidental, trabajo que fue llevado a cabo por Manuel Ron (Ron, 2009) y que ha servido de consulta para la elaboración de esta memoria.

En el año 2009 un grupo de geólogos e ingenieros geólogos de la Facultad de Ciencias Geológicas de Universidad Complutense de Madrid, pertenecientes a la ONG *Geosolidarios*, llevó a cabo un campaña de prospección geofísica, así como un estudio

hidrogeológico del Acuífero de Dajla, para la localización de zonas favorables con el propósito de construir una captación de agua subterránea, así como la caracterización química de esta.

Durante el año 2010, *Ingeniería Sin Fronteras* de Asturias, *Geosolidarios* y el Gobierno Saharaui acordaron llevar a cabo un estudio para la búsqueda y caracterización de aguas subterráneas en los territorios liberados del Sahara Occidental, con el objetivo de crear nuevos asentamientos en estas zonas. Como fruto de esta colaboración nació el proyecto de esta Tesis Doctoral.

Capítulo 3

CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1. DORSAL DE TIRIS

El Sahara Occidental se localiza en el extremo noroeste de los terrenos emergidos de la Dorsal de Tiris, y limita por el norte con el Antiatlás (Figs. 1 y 2). En términos generales la geología del Sahara se caracteriza por un dominio de formaciones de diferentes edades geológicas; éstas se clasifican en dos grupos fundamentales, las de naturaleza sedimentaria y las graníticas. El primer grupo se encuentra formando parte importante de las cuencas de Tinduf por el norte y El Aiún por el oeste, mientras que las formaciones graníticas tienen su máxima representación en la Dorsal de Tiris, por el este. En el presente trabajo se tratan básicamente las estructuras de naturaleza granítica, debido a que el área de estudio está situada principalmente sobre materiales de esta naturaleza geológica. El grupo de origen sedimentario más reciente será tratado en el capítulo 5, dentro del desarrollo de los ambientes sedimentarios.

El término “Dorsal de Tiris” (Fig. 2), más conocido en la bibliografía científica como Dorsal de Regueibat, fue introducido por primera vez por el científico francés Menchikoff (1949) para denominar la vasta región de materiales cristalinos, compuestos principalmente por gneises y granitos. Esta estructura cubre una superficie de más de 500.000 km², y actúa como límite de separación entre dos cuencas sedimentarias; su flanco norte limita a la cuenca de Tinduf, y mientras que su flanco sur limita a la cuenca de Taoudenni (Figs. 2, 5 y 8). Esta estructura se extiende por el suroeste de Argelia, noroeste de Mauritania y el extremo oriental del territorio saharauí. Se caracteriza por la presencia de un relieve monótono con amplia presencia de montes-isla (*inselberg*), conocidos en árabe con el término de *guelb*.

Por su gran proyección, la Dorsal de Tiris se divide en varias regiones: su extremo oriental recibe el nombre de Yetti Karet, su parte central Zammur y Ghallaman, mientras que su parte más occidental recibe el nombre de Amsaga, Tijirit, Tasiast (Fig. 2).

A lo largo de su desarrollo geológico esta estructura ha sufrido varios procesos de orogénesis y erosión que dieron lugar a que esta muestre afloramientos con diferente edad geológica y de los distintos materiales que la componen, con rocas presentes en la parte oriental de edad correspondiente al Paleoproterozoico, y rocas de edad arcaica principalmente presentes en la parte occidental. Nuestra área de estudio está constituida mayoritariamente por rocas de edad arcaica (Figs. 2 y 6).

Muy pocos estudios se han dedicado a la síntesis geológica de la Dorsal de Tiris; uno de estos trabajos es el desarrollado por Menchikoff (*op.cit.*), el cual se centra de manera general en la presencia de materiales de naturaleza granítica, flanqueados por materiales sedimentarios tanto por el norte como por el sur. El propio autor describe estos materiales sedimentarios como producto de los procesos de transgresiones y regresiones marinas acaecidas en épocas más recientes; también explica que la disposición en forma de largas bandas de sedimentos se debe principalmente a la morfología de la Dorsal de Tiris.

Furon (1958) hace un resumen sobre la geología del Sahara Occidental en la que describe también de forma muy superficial la presencia de materiales graníticos en la Dorsal de Tiris, y los compara con los materiales presentes en la zona meridional de Marruecos. Choubert *et al.* (1983) fija los límites de la Dorsal de Tiris y describe los materiales graníticos del Paleoproterozoico existentes en las regiones de Yetti Karet. Otros autores, como Dillon (1974), Bessoles (1977), Rocci *et al.* (1991), Potrel *et al.* (1996, 1998), Chardon (1997) o Schofield *et al.* (2006), dividen la Dorsal de Tiris en dos grupos: uno localizado en la parte occidental, formado por terrenos arcaicos de unos 3,5 Ga, mientras que la parte oriental la componen rocas de edad paleoproterozoica, que coinciden con el área de Yetti Karet (Fig. 8).

DORSAL DE TIRIS

LEYENDA

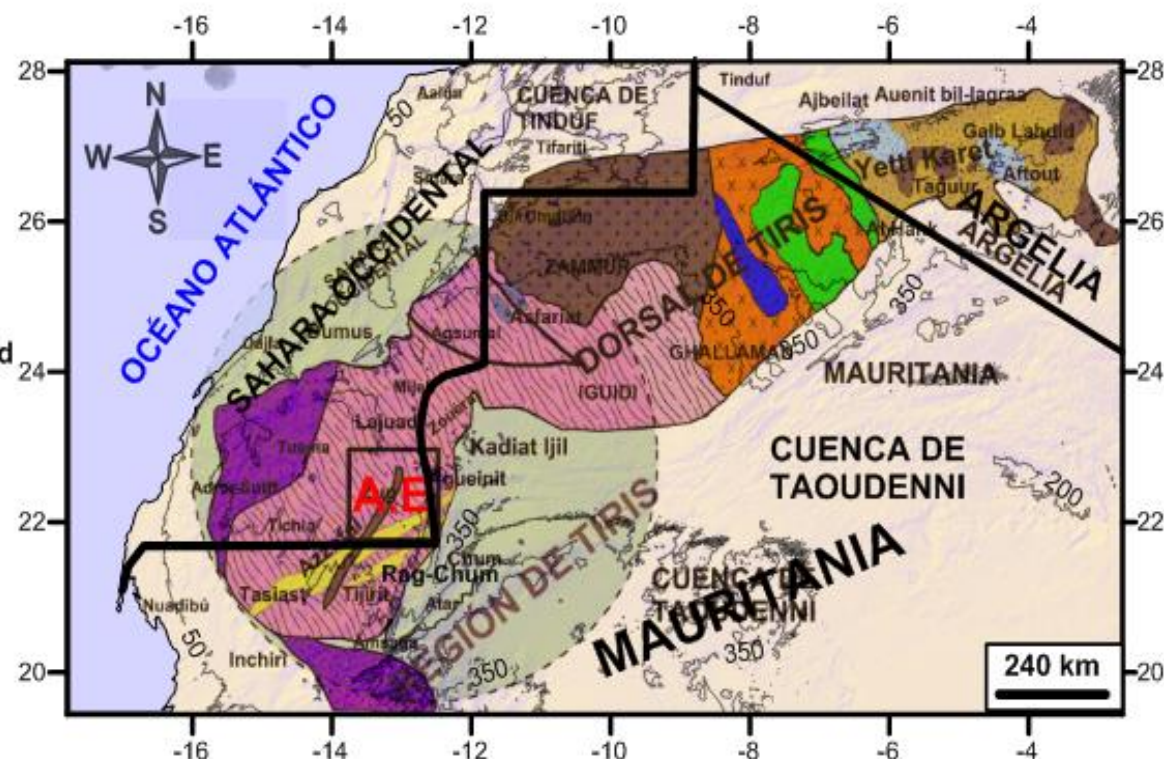
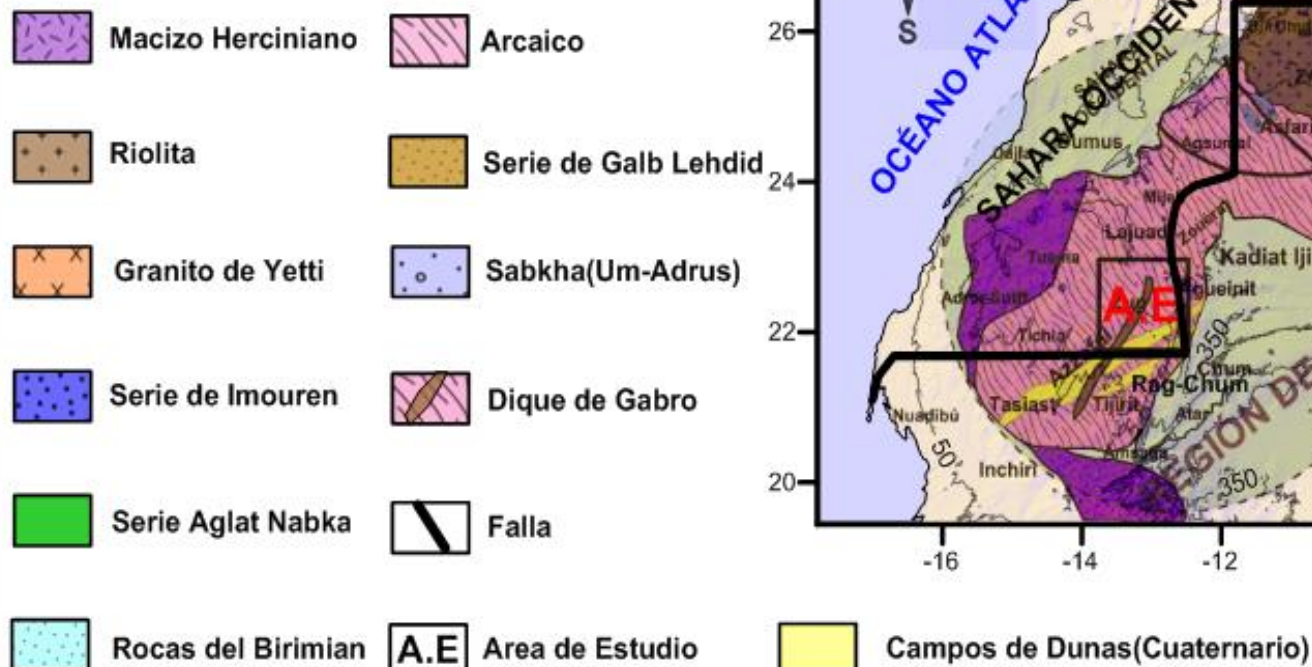


Figura 8. Resumen de las unidades estratigráficas de la dorsal de Tiris (modificado de Bronner, 1992).

3.1.1. Arcaico

En la Dorsal de Tiris los terrenos arcaicos se encuentran ampliamente distribuidos, especialmente en el sector suroriental de la misma. Dentro de estos terrenos se localiza nuestra área de estudio, la cual pertenece a los campos de Tasiast-Tijirit (Fig. 8). Existen numerosos estudios que tratan sobre los terrenos de naturaleza arcaica, la mayoría de los cuales se concentra en territorio mauritano; sin embargo, sobre nuestra área de estudio no nos consta ningún trabajo de índole geológica.

El primer estudio relacionado fue llevado a cabo por Chudeau (1911), sobre la geología de Mauritania; en él se reconoce la existencia de materiales de edad arcaica en estas regiones. Ya a mediados del siglo XX, Blanchot (1953) describe la existencia de rocas de edad arcaica en Amsaga. Posteriormente Bonnici y Giraudon (1963), mediante el análisis de minerales presentes en las rocas, y con la aplicación del método de Rb/Sr, asignan una edad a la región suroccidental de la dorsal, específicamente en el área de Amsaga, que oscila entre los 2,34 y 2,84 Ga.

Los materiales de edad arcaica existentes en las regiones cercanas a nuestra área de estudio se dividen en dos grandes grupos, a los cuales Key y Loughlin (2003) y Pitfield *et al.* (2005) denominan dominio oriental y dominio occidental, que a su vez coinciden con los terrenos de Rag-Chum (Fig. 8) y los terrenos de Tasiast-Tijirit, respectivamente. Estos dos ámbitos se encuentran separados por una zona de cizalla, que coincide con el área de Tacarat (Fig. 8).

Otros autores consideran que la región de Rag-Chum se formó a través de una serie de eventos de crecimiento cortical ocurridos alrededor de los 3,50-3,45 Ga atrás. Potrel *et al.* (1998) describen un amplio desarrollo de gneises máficos. Los mismos autores señalan que, como consecuencia de un intenso metamorfismo, se han ido generando un tejido de gneises intercalados por granitos e intrusiones gábricas, como es el caso del gran dique de Zug.

Dentro de los dominios reconocidos por Rocci *et al.* (1991) en el Arcaico de la Dorsal de Tiris, los terrenos de Tasiast-Tijirit (Fig. 8) cuentan con una amplia presencia de rocas graníticas y gneises, los cuales están intercalados con anfibolitas y cinturones de rocas verdes, que presentan una orientación que va del norte al noreste. Éstos a su vez están atravesados por plutones de afinidad granitoide.

En términos generales, los terrenos arcaicos de la Dorsal de Tiris se caracterizan por la amplia presencia de gneises y granitos, así como una amplia red de fracturas y amplias cadenas de diques que se extienden a lo largo de más de 100 km, como es el caso del gran dique de gabro de Zug (Fig. 8). También existen grandes mantos de dunas de edad cuaternaria formados como consecuencia de los intensos procesos erosivos a los que están sometidos los gneises y granitos. La presencia de vastas extensiones de *reg* también es producto de la meteorización como mostraremos en el capítulo 5.

3.1.2. Proterozoico

El extremo noreste de la Dorsal de Tiris se caracteriza por la presencia de extensos terrenos de edad paleoproterozica, especialmente en los macizos de Yetti Karet y del Galb (Lasserre *et al.*, 1970) (Fig. 6). Estas dos estructuras han sido descritas por varios autores, como Sougy (1960) o Bertrand (1978). Estos macizos están constituidos por una gran variedad de rocas que van desde granitos hasta rocas volcano-sedimentarias.

En el extremo más occidental, el macizo de Yetti Karet se caracteriza por la amplia presencia de rocas volcano-sedimentarias con un fuerte plegamiento, cortadas por grandes diques de granitos (Lasserre *et al.*, *op.cit.*). Lefort (2004) considera que este macizo pertenece a una fase posterior a la orogénesis que dio lugar a la formación de grandes acúmulos de rocas volcano-sedimentarias. El volcanismo que sucedió en la región de Yetti Karet también está relacionado con el acaecido en la región del Galb (Buffière *et al.*, 1965).

En general, el macizo del Galb se caracteriza por una intensa actividad durante el ciclo Eburnean (constituido por una serie de episodios tectónicos, metamórficos y plutónicos durante el Paleoproterozoico, hace unos 2,5–1,8 Ga); ejemplo de ello lo constituyen las dos etapas orogénicas importantes que se registraron en este macizo, la primera de ellas acompañada por una intensa actividad magmática, la cual dio lugar a la formación de un batolito, que corresponde con la edad de 2,21-2,18 Ga. La segunda fase orogénica se caracteriza por una actividad magmática menos intensa que la anterior, la cual dio lugar a la deformación de gran parte de las estructuras rígidas existentes en el zócalo precámbrico de la región de Galb. Esta orogénesis data de 2,09 Ga; durante esta época hubo una intensa intrusión de grandes volúmenes de rocas de origen magmático, que hoy cubren gran parte del macizo del Galb (Sougy, 1954, 1960; Bessoles, 1977; Schofield *et al.*, 2006).

Capítulo 4

ESTRATIGRAFÍA

4.1. INTRODUCCIÓN

Este capítulo se centra en la descripción estratigráfica de la Dorsal de Tiris. Esta estructura presenta una clara diferenciación litológica que la divide en dos partes fundamentales, la denominada provincia Nororiental que incluye territorios de Mauritania, Argelia y Sahara Occidental, y la provincia Suroccidental que ocupa parte de los territorios de Mauritania y el Sahara Occidental, donde se encuentra nuestra zona de estudio (Fig. 9). El aislamiento de esta área, unido a las dificultades de acceso a la misma y los diferentes conflictos bélicos que se han ido sucediendo en las últimas décadas son, en gran medida, las razones por las que no abundan los trabajos estratigráficos que describen sus rocas. La mayor parte de estos trabajos fueron realizados en la época durante la cual el territorio formaba parte de la metrópoli española, y otros trabajos para la exploración de recursos minerales en zonas limítrofes del territorio mauritano.

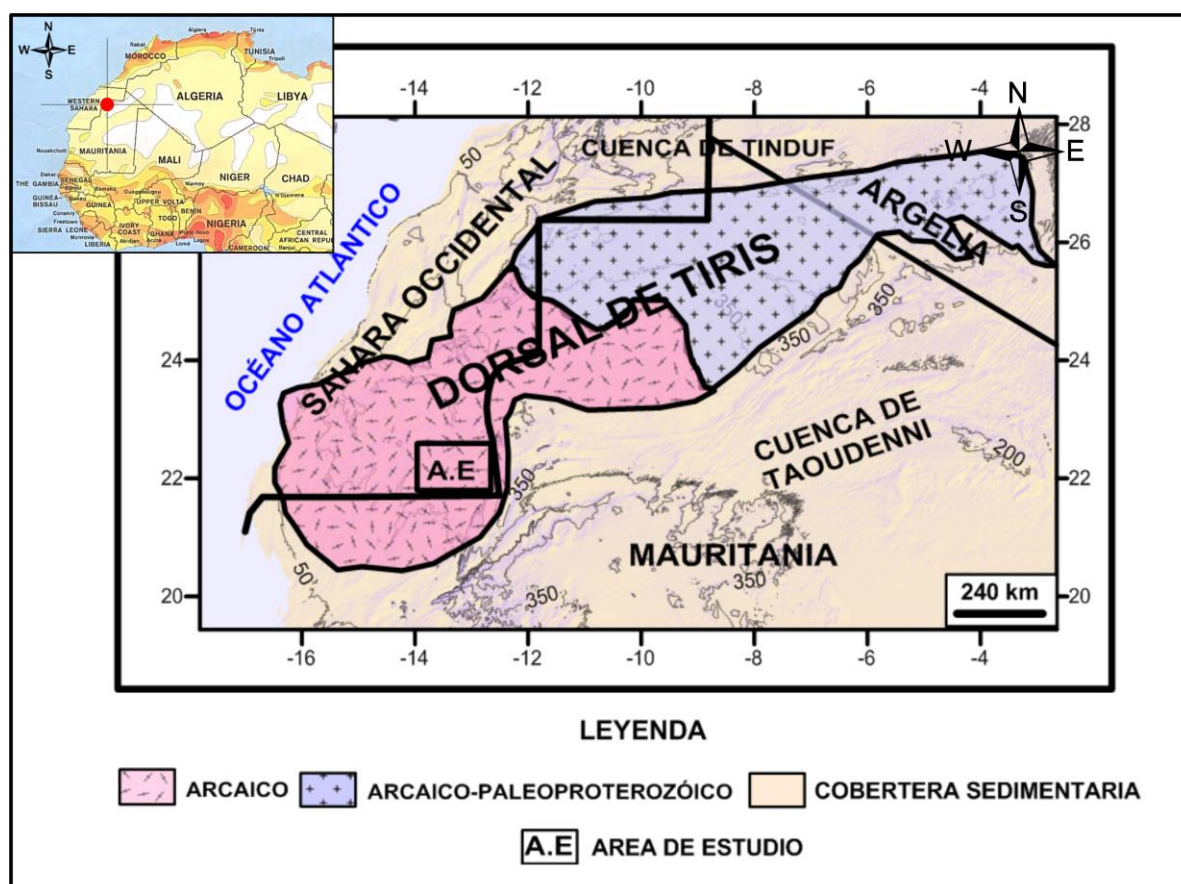


Figura 9. Principales unidades estructurales en África Occidental (modificado de Bessoles, 1977), destacando la Dorsal de Tiris y las dos cuencas sedimentarias, Tinduf y Taoudenni.

4.2. ESTRATIGRAFÍA DE LA DORSAL DE TIRIS

La Dorsal de Tiris, más conocida en la literatura científica como Dorsal de Regueibat (Menchikoff *et al.*, 1949), comprende el extenso dominio de granito y gneis que separa la cuenca de Tinduf, en el norte, de la cuenca de Taoudenni, en el sureste (Fig. 9). Su nombre se debe fundamentalmente a que la mayor parte de dicha estructura se localiza en la región de Tiris, en el extremo noroccidental de África; ocupa una superficie total de unos 500.000 km² aproximadamente, y se extiende en forma de arco siguiendo una dirección que va de NNE a SSW, cubriendo parte del territorio de Argelia, Mauritania y Sahara Occidental.

Desde el punto de vista geológico, esta estructura constituye la avanzada occidental del gran escudo Norteafricano, que durante el Arcaico formaba parte del escudo de Pangea, junto con el escudo Canadiense y el escudo Brasileño. En el Triásico, hace aproximadamente unos 248-206 Ma, el cratón Africano se separó del escudo Canadiense y pasó a formar parte de un mismo bloque junto con el escudo Brasileño.

De forma paralela a esta evolución, en el mismo cratón Africano se manifestaron procesos de distensión que ocasionaron la posterior fragmentación de éste, generándose la Dorsal de Tiris y zonas estables como el Cratón o Dorsal de Tuareg y el Cratón de Guinea-Ghana, y la aparición de depresiones que, con el transcurso del tiempo, dieron lugar al origen de las cuencas sedimentarias anteriormente mencionadas de Tinduf y Taoudenni (Fig. 10).

En la cuenca de Tinduf, los sedimentos marinos originados a raíz de las transgresiones acaecidas durante el Paleozoico afloran en el borde meridional de la misma, dando lugar así a una serie de bandas que se disponen de forma paralela entre sí y descansan directamente sobre el sector septentrional de la Dorsal de Tiris. Estos materiales presentan una secuencia que va de sur a norte, y que comienza en el Silúrico, seguido del Devónico y del Carbonífero Inferior (Monod, 1937).

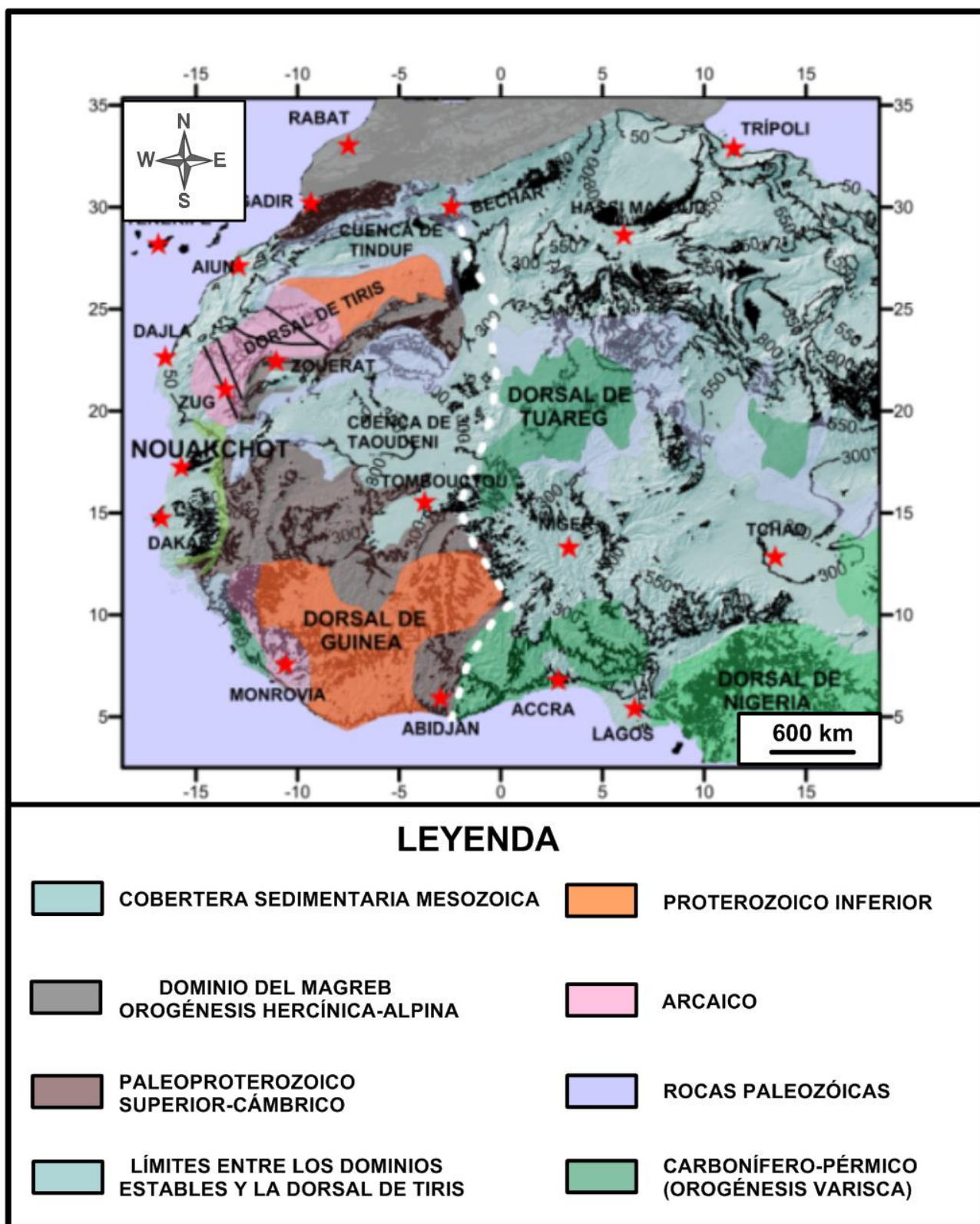


Figura 10. Representación de las principales estructuras geológicas de África Occidental proyectado sobre el modelo digital de elevación de África Occidental (modificado de Choubert et al., 1983).

A partir del Carbonífero Medio se produce una importante regresión, ocasionando un largo periodo de emersión que llega hasta el Cretácico, época en la que el mar cubrió gran parte del continente, dando origen a las denominadas formaciones de la Hamada, que hoy se encuentran cubriendo los materiales paleozoicos. Tras esta etapa de incursión marina, empieza una nueva etapa de regresión, que se inicia ya en el Eoceno y deja de nuevo grandes extensiones emergidas, comenzando así un periodo denominado "continental terminal", que se extiende hasta nuestros días de forma ininterrumpida (Menchikoff, 1942).

La cuenca de Taoudenni, se localiza al sureste de la dorsal y se caracteriza por ser una depresión de muy poco hundimiento, donde los sedimentos paleozoicos, originados como resultado de las transgresiones marinas, se encuentran sepultados por depósitos de "formaciones de la Hamada", con edad similar a los de la cuenca de Tinduf (Menchikoff, *op.cit.*) (Fig. 10).

La Dorsal de Tiris presenta una marcada diferencia en sus componentes geológicos (Fig.11). Su extremo nororiental se caracteriza por la presencia de materiales de edad Arcaico-Paleoproterozoico, mientras que el extremo suroccidental de la misma está constituido por materiales predominantemente arcaicos (Fig. 2). Esta separación se debe a los distintos procesos orogénicos a los que ha estado sometida dicha dorsal, dentro de los cuales podemos destacar el episodio Eburnean (entre 2,5 y 1,8 Ga), de gran importancia por haber marcado la historia temprana de la Dorsal de Tiris, ya que después de dicho episodio la dorsal ha permanecido estabilizada.

El Arcaico (2,5 a 4,0 Ga) representa un episodio de intensa actividad magmática en la que casi tres cuartas partes del volumen de la corteza continental se extrajo del manto (Cox y Hart, 1986). Una de las principales características del Arcaico en la zona de estudio es la aparición de cinturones de rocas verdes y la tectónica vertical a lo largo de la Dorsal de Tiris. En esta misma zona, las rocas arcaicas pueden alcanzar edades de hasta 3,6 Ga (Chardon, 1997), correspondientes a los materiales más antiguos. Estas rocas están constituidas por granitos y gneises, todos ellos afectados por un intenso metamorfismo y tectónica diapírica

dominante. Este conjunto de componentes geológicos está cortado intensamente por campos de diques de gabro con orientación NE-SW y una edad de 2,6 Ga (Chardon, *op.cit.*). Estos diques cubren una superficie de más de 200 km², que se extiende por el norte entre Agueinit y Lajuad (Sahara Occidental) hasta las localidades mauritanas de Tasiast, Amsaga y Tijirit por el sur, donde se localiza la zona de estudio (Fig. 8).



Figura 11. Paisaje característico de la región de Tiris. Imagen tomada durante la campaña de campo noviembre del 2011.

El Arcaico también constituye una época en la que se desarrollaron grandes procesos evolutivos en el conjunto terrestre mediante los cuales emergieron las primeras masas continentales sobre los mares primitivos. Una de dichas emersiones terrestres coincide con el emplazamiento del actual escudo Africano, del cual forma parte la Dorsal de Tiris (Fig. 8), y en general las rocas cristalinas, plutónicas y volcánicas que constituyen hoy los escudos presentes en diferentes puntos del planeta (Cox y Hart, *op.cit.*). El escudo Africano representa un testigo actual de aquellas épocas, durante las cuales las antiguas masas

continentales fueron sometidas a la acción de los empujes de las orogenias más antiguas, dando lugar a importantes alineaciones montañosas. Con el transcurso del tiempo, estas zonas estuvieron expuestas a diferentes fases erosivas y posterior arrasamiento que las ha convertido en una penillanura, y que hoy son reconocidas por las características que presentan sus raíces y pliegues relacionados con los denominados "procesos de orogénesis huronianos", que afectaron también a los materiales de los escudos Canadiense, Siberiano y Báltico (Cox y Hart, *op.cit.*).

En la Dorsal de Tiris el basamento cristalino es el representante característico de aquellas épocas del Arcaico, estando caracterizado por la presencia de rocas ígneas y metamórficas con diferentes inyecciones de rocas eruptivas. En estos materiales se han producido fenómenos de subsidencia que han dado lugar a grandes depresiones, como las de Tinduf y de Taoudenni. Estos materiales del basamento cristalino se encuentran en superficie constituyendo una amplia zona emergida o gigantesco anticlinal que se corresponde con las regiones citadas de Tiris y Yetti Karet (Fig. 6), todos ellos miembros de la Dorsal de Tiris.

La Dorsal de Tiris sigue el trazado de la actual línea costera del territorio saharauí y se inflexiona en su parte septentrional para enlazar ambas regiones de Tiris y Yetti Karet, esta última ya en territorio argelino. Las zonas anteriormente mencionadas presentan una marcada diferencia entre sí, principalmente durante el Arcaico, etapa en la que la zona de Tiris estaba constituida en su totalidad por materiales de tipo gneis y granito, mientras la zona de Yetti-Karet se caracteriza no solamente por la presencia de gneises o granitos, sino también por otros materiales representados por rocas volcánicas, gneises calco-alcalinos y volcanismo de tipo félsico.

Esta marcada diferencia entre los dos dominios más relevantes de la Dorsal de Tiris en el Arcaico se debe fundamentalmente a que durante los procesos de emersión de la dorsal, en su parte más oriental, la de Yetti Karet, se extiende por un área muy pequeña si se compara con aquella de la zona de Tiris. Este hecho se debe a que, en el transcurso de

los distintos episodios orogénicos, esta última parte no resistió los diferentes empujes ejercidos sobre ella, dando lugar de esta forma a la existencia de una variedad de materiales geológicos como resultado de una mayor alteración (Sougy, 1954).

4.3. PROVINCIA SUROCCIDENTAL

Se trata de un área dominada por rocas arcaicas y en la que se localiza la zona de estudio. De modo general podemos sintetizar que las rocas de edad arcaica presentes en la Dorsal de Tiris forman un entramado de diques y filones que constituyen una arquitectura geológica de características singulares. La prolongación de estos materiales hacia el sur, por Mauritania, y por el noreste hacia la comarca de Yetti Karet ésta ya en territorio argelino, es mediante extensos afloramientos de granito con numerosas variedades de tipo porfídico y anfibólico, y de rocas de naturaleza filoniana, pegmatitas, aplitas y diques de cuarzo. La presencia de considerables erupciones de rocas básicas y ultrabásicas, que cortan la vieja estructura metamórfica-cristalina de esta zona, da lugar a imponentes relieves insulares ampliamente diseminados por estas regiones, constituyendo vestigios de la intensa actividad geológica acaecida en el Arcaico (Sougy, 1954; Quiroga, 1886).

La parte más occidental de la dorsal, en la región de Tiris, durante el Arcaico e incluso en épocas geológicas más recientes, se mantuvo estable, dando una diferente respuesta ante los distintos procesos orogénicos o de rejuvenecimiento a los que ha estado sometida. Únicamente los procesos relacionados con grandes actividades eruptivas originados en esta zona durante la intensa actividad orogénica generaron grandes extensiones de un entramado de diques rellenos con material granítico (Sougy, *op.cit.*).

La comarca o región de Tiris se extiende por el territorio saharauí y por Mauritania, cubriendo la mayor parte de la Dorsal de Tiris (Fig. 8). En la parte saharauí de esta región los principales estudios de índole geológica datan de los últimos años del siglo XIX y la primera mitad del siglo XX, época en la que el territorio estaba bajo administración española.

No obstante, la lejanía de esta área y la complejidad del terreno dieron lugar a que se desarrollaran pocas expediciones científicas, por lo que, de modo general, puede decirse que hasta ahora no existe una información geológica detallada sobre esta zona.

Los primeros datos recopilados se remontan a la expedición de Quiroga (1886), realizada por las regiones de Zug, Tichla y Adrar (Fig. 8). Durante esta expedición se definieron los siguientes niveles:

- I: Horizonte superior de pizarras cristalinas.
- II: Horizonte medio de gneises piroxénicos y anfibólicos.
- III: Horizonte inferior de gneis granular.

Respecto al horizonte superior del Arcaico, Quiroga (*op.cit.*) describe que en esta región existe un conjunto petrográfico en el cual hay un dominio muy amplio de pizarras cristalinas, especialmente las anfibólicas, con una orientación casi vertical, y un ligero buzamiento hacia el NO. Estos materiales no llegan a formar grandes relieves o montes- isla típicos de estas zona, pero sí mantienen una uniformidad sobre el terreno. También le llama la atención la presencia de estratos de granulita entre las pizarras piroxénicas y el predominio que en ellas presentan las anfibolitas.

En el horizonte medio, este mismo autor describe la presencia de gneises pizarrosos, micáceos y anfibólicos, y calizas y rocas verdes, que coronan las formaciones gneísicas en general. También afirma haber reconocido dos tipos de granulitas en esta zona, una especialmente ácida, de tipo leptinita, y otra granulítico-piroxénica.

El horizonte inferior está formado principalmente por un gneis con abundantes feldespatos de gran tamaño. Este material está presente entre las comarcas graníticas de Dumus y Kadiat Ijil (Fig. 8), y suele llevar asociado otro gneis de aspecto más granular. El autor anteriormente citado llega a la conclusión de que son ambos materiales de la misma constitución, aunque uno de ellos haya sido alterado por la acción de un metamorfismo regional.

Sobre la región de la sierra de Zug, que se extiende por unos 15 km de largo siguiendo una orientación al NE, y que constituye parte de nuestra zona de estudio, Quiroga (*op.cit.*), afirma que su composición petrográfica no difiere mucho de la de Tichla, es decir, que está constituida por rocas eruptivas que forman el núcleo de la cadena montañosa y dominada por granitos alcalinos con fajas de gneisificación de tipo ortogneis de coloración oscura, rojiza y en ocasiones negruzca. En las proximidades del pozo principal de agua que abastece a Zug las rocas son de constitución granitoide análoga a las de Tuama, es decir, granitos de micas negras y cristales grandes. También destaca la presencia de rocas metamórficas entremezcladas con las masas graníticas que constituyen la base de la sierra de Zug, mostrando un aspecto de roca de grano fino y compacto y estando constituida por una asociación de feldespatos y cuarzo, con algunos productos de alteración.

Este mismo autor, en las inmediaciones de Zug, describe también los siguientes minerales y rocas: piroxenitas, microclina, sienita, microgabros o gabros porfídicos, noritas hipersténicas así como peridotitas (broncitas, enstatitas, dialoguitas). Esta información fue confirmada posteriormente por la expedición de Hernández- Pacheco (1943).

En los trabajos realizados por Quiroga (*op.cit.*), Blanchot (1953), Dillon (1974) y Bessoles (1977) se demuestra la existencia de dos grandes grupos geológicos, que presentan una marcada diferencia litológica, los cuales se encuentran separados por una zona de cizalla. Estos son: Grupo Rag-Chum y Grupo Tasiast-Tijirit (Fig. 12 y Tabla 1).

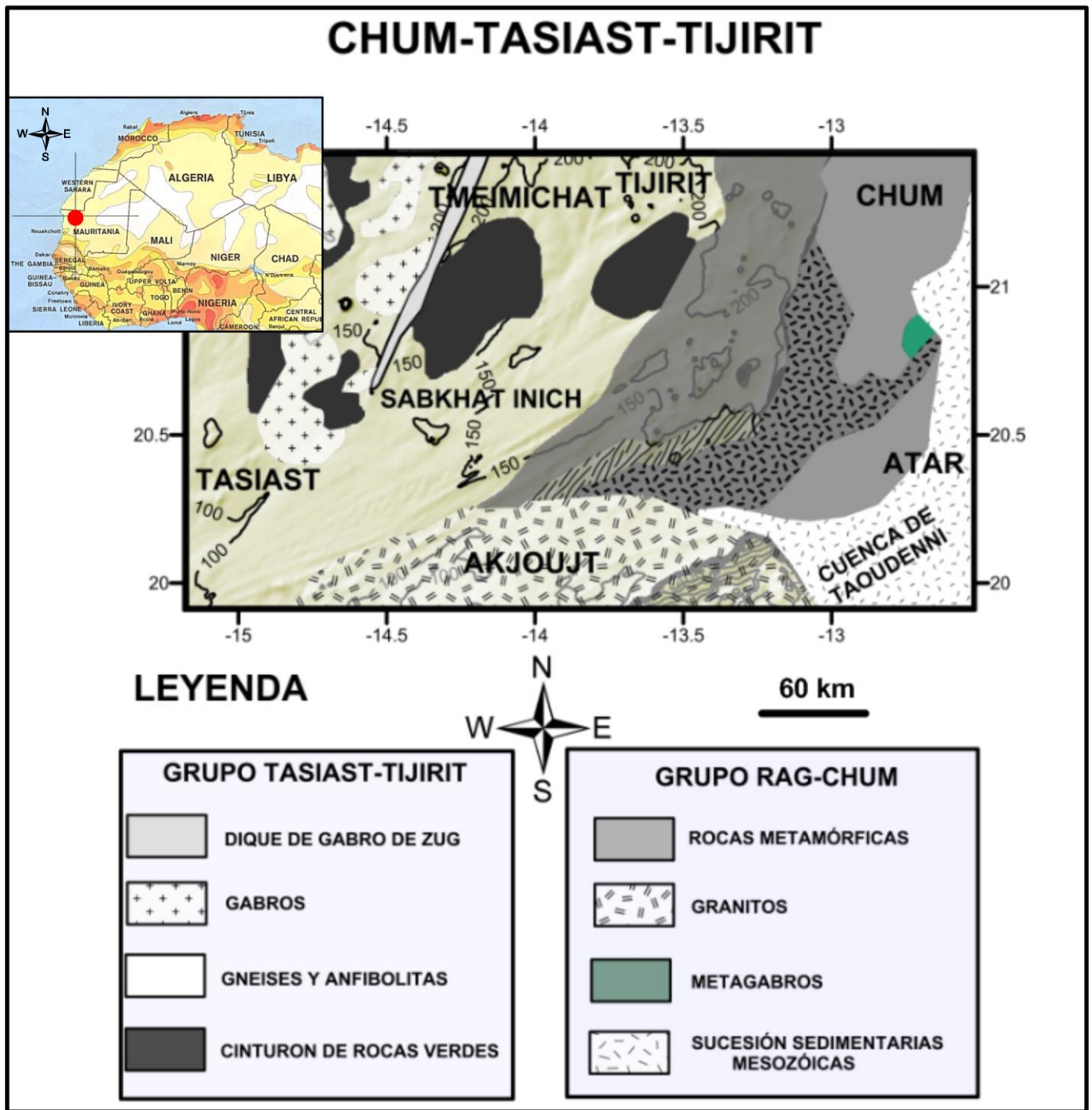


Figura 12. Principales características geológicas de los grupos de Rag-Chum y Tasiast-Tijirit en la zona de estudio (Modificado de Key, 2008). Zug se localiza a 45 km al NE de Tmeimichat (Mauritania).

DORSAL DE TIRIS							
PROVINCIA SUROCCIDENTAL				PROVINCIA NORORIENTAL			
GRUPO TASIAST-TIJIRIT	ARCAICO	EDAD	LITOLOGÍA	DOMINIO YETTI-KARET	ARCAICO-PALEOPROTEROZOICO	GRUPO GRANITOS DE AFTOUT	EDAD
		2,9 Ga	<ul style="list-style-type: none">• DIQUE DE GABRO• CINTURÓN DE ROCAS VERDES• GRANITOIDES• GNEISES Y ANFIBOLITAS				2,3-2,7 Ga
GRUPO RAG-CHUM		EDAD	LITOLOGÍA	DOMINIO GALB		GRUPO GABROS DE TAGUUR	EDAD
		3,5-3,45 Ga	<ul style="list-style-type: none">• GRANITOS• METAGABROS• ROCAS METAMÓRFICAS• GNEISES Y ANFIBOLITAS				2,4-2,5 Ga

Tabla. 1. Unidades litológicas y edades de las dos provincias que componen la Dorsal de Tiris (Elaboración propia).

4.3.1. Grupo de Rag-Chum

De modo general, los dos grupos de la provincia suroccidental se caracterizan por presentar ortogneises migmatíticos, cuya edad data de 3,5 a 3,45 Ga en Rag Chum (Tabla 1), y de unos 2,9 Ga en Tasiast-Tijirit (Rocci *et al.*, 1991). Los cinturones de rocas verdes de los gneises migmatíticos datan de 2,93 Ga, por lo que esta zona de la Dorsal de Tiris se asemeja a la denominada Provincia Superior del Escudo Canadiense (Card y Ciesielski, 1986; Davis *et al.*, 2005).

El Grupo Rag Chum pudo haberse depositado originariamente como margen pasivo (prisma de acreción), y la zona de cizalla de Tacarat, que separa los dos grupos entre sí, muestra que los terrenos de Tasiast-Tijirit se encuentran por encima de los terrenos de Rag Chum (Fig. 12). El tamaño original de los dos terrenos no se conoce en la actualidad, solo se puede definir el límite de Tasiast-Tijirit por la parte oeste, el cual está limitado por el Pan-Africano (finales del Proterozoico-Fanerozoico temprano). Sin embargo, los terrenos de Rag-Chum se ocultan bajo la discordancia que cubre los estratos de sedimentos pertenecientes a la cuenca de Taoudenni (Potrel *et al.*, 1998).

Este último grupo se vio afectado por una intensa actividad volcánica durante la evolución de la dorsal en el Proterozoico (Potrel, 1994). Este fenómeno es el responsable de la existencia de una recristianización de bajo grado que se observa en los campos de rocas eruptivas bien representadas en la zona de Tiris, y que se encuentran formando bancos de unos 100 metros de espesor mostrando una concentración de hierro (hematita y magnetita) que supera el 37% (Potrel *et al.*, *op.cit.*). Hay que destacar también la presencia de cuarcitas micáceas y granates, así como las formaciones de hierro bandeado que llegan a representar el 90% del total de las rocas del Proterozoico Inferior existentes en esa área.

Rocci *et al.* (*op.cit.*), mediante estudios isotópicos de las litologías metamórficas, determinan que los terrenos que constituyen este grupo pertenecen a una sucesión de crecimiento de la corteza continental de unos 3,5 a 3,45 Ga. Potrel *et al.* (*op.cit.*) también

describen la región de Amsaga, perteneciente a este grupo, como una serie de crecimiento de la corteza de 3,50-3,45 Ga de antigüedad (Fig. 6). El rasgo característico de este grupo es la presencia de gneises migmatíticos (Key, 2003) y rocas de calco-silicatos que se presentan en forma de banda a lo largo de Rag Chum. Potrel *et al.* (*op.cit.*) señalan también la existencia de gneises máficos de origen volcánico intercalados con migmatitas, y de un metamorfismo de fase granulítica que data de unos 3,20-2,99Ga. De igual modo, describen la presencia de un magmatismo de 2.726 ± 7 Ma, el cual coincide con el emplazamiento de intrusiones gábricas de 2.706 ± 54 Ma (Auvray *et al.*, 1992; Potrel *et al.*, *op.cit.*). Los gneises migmatíticos de Rag-Chum presentan un contenido de SiO₂ que oscila entre 63,3% y 72%, mientras que los valores de SiO₂ presentes en los gneises migmatíticos de Tasiast-Tijirit oscilan entre 72,2% y 74,7%. De igual modo, los gneises pertenecientes al grupo Tasiast-Tijirit presentan un elevado grado de fracturación con respecto a los de Rag-Chum.

Barrère (1967) describe, en la parte central de la dorsal, la presencia de gabro en las inmediaciones de las montañas de Iguidi (Fig. 6). Estas rocas ígneas presentan una orientación NNE-SSW y muestran unos gabros débilmente metamorfizados, conocidos como los metagabros de Iguidi dentro del grupo de Rag-Chum (Auvray *et al.*, 1992).

4.3.2. Grupo de Tasiast-Tijirit

Los terrenos de esta zona se caracterizan por la presencia de gneises migmatíticos y cinturones de rocas verdes que no están presentes en Rag-Chum, así como una amplia presencia de granodioritas cuya edad oscila entre 2,34 y 2,84Ga (Bonnici y Giraudon, 1963; Rocci *et al.*, 1991). Los gneises están cortados por una fase granítica, y yacen de forma discordante sobre la base de los cinturones de rocas verdes. Dentro de este grupo se describen cuatro divisiones litológicas (Tabla 1): Diques de Gabro, Cinturones de rocas verdes, Gabroides, y Gneises y Anfibolitas.

El rasgo característico de los cinturones de rocas verdes es su tendencia lineal, claramente controlada por los principales eventos tectónicos. Estos cinturones están intercalados por rocas máficas, ultramáficas y metavolcánicas. Los análisis químicos de las rocas metavolcánicas arrojaron que las primeras rocas máficas y ultramáficas surgieron durante los procesos de apertura de la corteza continental o rifting (Pitfield, 2005).

Durante el Arcaico, el campo de Tasiast-Tijirit se caracterizó por la abundancia de gneises muy metamorfizados (Blanchot, 1953) que limitan al oeste con el miembro de las Mauritánides y, al este, con las sucesiones sedimentarias de Atar. La presencia de granitos y gabros, de 2,7 Ga de antigüedad, marcan el final de un episodio de alto grado de metamorfismo (Potrel, 1994). Más al norte, cerca de la zona de Azzefal (Fig. 12), el grupo de Tasiast-Tijirit muestra un gran desarrollo de unidades de gneises comparables con los existentes en la región de Tiris. Estas estructuras se disponen en forma de diques alineados en dirección NE-SW, con una edad Arcaico (Bronner, 1992), y están bien diferenciados en nuestra área de estudio (Fig. 13). Las cuarcitas ferruginosas están aquí ausentes.

El área de estudio pertenece a la región de Tasiast-Tijirit, donde, igual que en el resto de las comarcas de la provincia suroccidental, las rocas de edad arcaica representan el constituyente mayoritario. En este material predominan las rocas metamorfizadas, las masas graníticas en forma de filones, domos y montes-isla, labrados por los distintos procesos erosivos, acompañados por enormes masas de rocas más básicas del grupo de los gabros y noritas, así como de numerosos y extensos diques filonianos y rocas negras que forman el acompañante natural de un magma más básico. El último proceso de segregación o diferenciación ultrabásica de este magma dio origen a los altos y sierras peridotíticas de Zug (Fig. 13), así como las comarcas del Tiris mauritano, que constituyen la continuidad natural del gran Tiris y en el que se incluye la zona de Tasiast-Tijirit. La Figura 14 muestra algunas de las características litológicas y morfológicas que proporcionan las unidades mencionadas en la zona de estudio. De esta figura podemos destacar:



Figura 13. Imagen tomada de la zona de estudio durante la campaña de geofísica 2011, mostrando las principales unidades litológicas (Foto del autor).

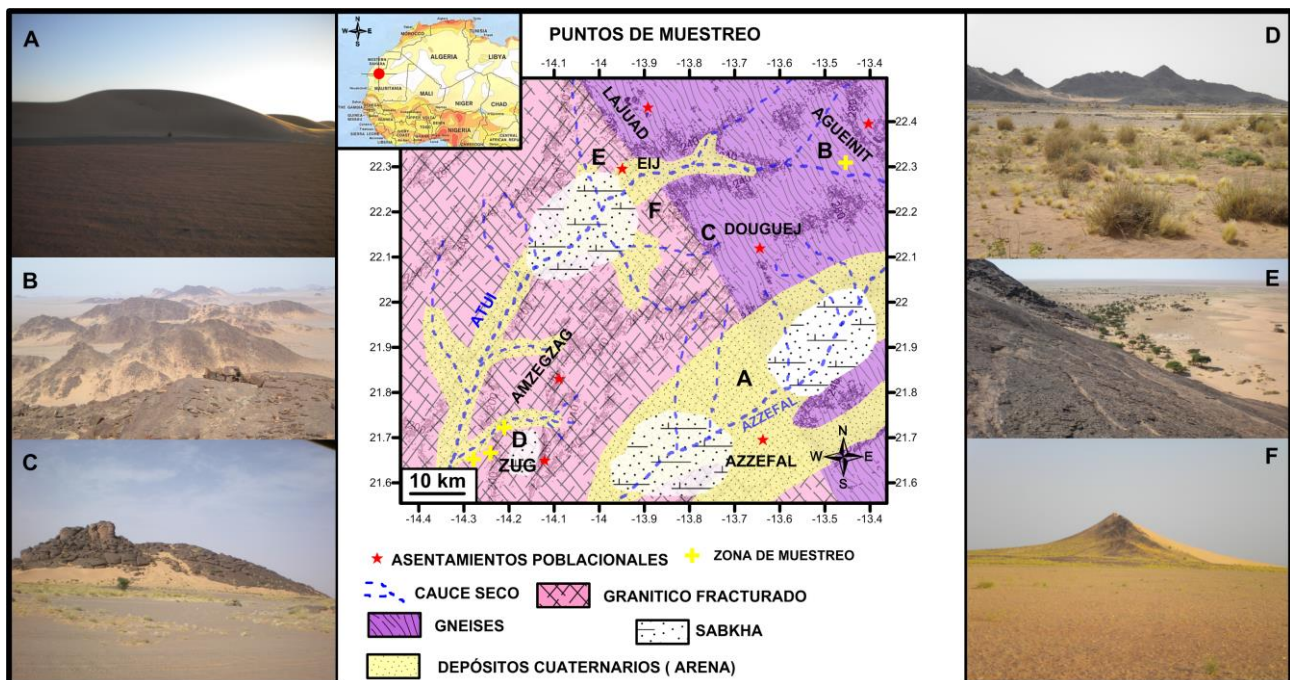


Figura 14. Mapa geológico de la zona de estudio (basado en el de Alía (1973) con modificaciones cartográficas realizadas en el campo durante el presente trabajo) Las letras A a F indican el emplazamiento de algunos aspectos litológicos y morfológicos que se describen a continuación.

- **A:** Campos de dunas compuestas por materiales de edad cuaternaria y localizados en la zona de Azzefal. Estos depósitos presentan una orientación NE-SW, siguiendo la dirección de los vientos en estas regiones. Esta orientación es similar a la de la Dorsal de Tiris.
- **B:** Campos de diques de gran tamaño edad arcaica, compuestos en su mayor parte por gneises; presentan una orientación SE-NW. Están fotografiados en Agueinit, donde están localizadas las captaciones de agua más profundas de toda el área de estudio que superan los 150 m de profundidad, lo que podría demostrar que estos diques presentan grandes fracturas en profundidad.
- **C:** Zona de montes-isla en las cercanías de Dougej. Esta zona, caracterizada por la escasez de captaciones de agua subterránea, está compuesta por materiales de edad arcaica, al igual que la zona de Agueinit.
- **D:** El gran dique de Zug, Esta estructura geológica presenta una longitud de más de 100 km, y está constituida por gabros de edad arcaica, presentando una orientación NE-SW, a diferencia de los diques de Agueinit y Dougej.
- **E:** Prolongación del dique de Zug hacia el NE en la zona de Eij. Esta región se caracteriza por la existencia de captaciones de agua subterránea muy antiguas y por la presencia de una población de acacias, a diferencia de las demás zonas donde hay captaciones de agua.
- **F:** Dique cubierto por depósitos dunares en las inmediaciones de Eij, donde se puede observar el desarrollo de vegetación, escasa en su parte NE y más abundante por su flanco SW.

4.4. PROVINCIA NORORIENTAL

Aunque esta provincia está separada de nuestra zona de trabajo y, por lo tanto, fuera de los objetivos de la presente memoria, consideramos importante hacer una pequeña reseña de la misma por ser parte de la misma estructura geológica de la que obtenemos la información. Una de las unidades geológicas más importantes del Arcaico en la Dorsal de Tiris es la que está representada por los macizos de Yetti Karet-Galb (Fig. 15), que se extiende por la parte nororiental de dicha dorsal, ocupando de esa forma parte del territorio argelino, mauritano y la parte sureste del extremo norte del Sahara Occidental. Esta estructura actúa como una línea divisoria entre las cuencas sedimentarias de Tinduf, por el norte, y la Taoudenni, por el sur, y está constituida por materiales metamórficos intensamente arrasados durante la actividad orogénica a la que ha estado sometida. Este macizo, a diferencia de las zonas meridionales de Tiris anteriormente citadas, se caracteriza por la presencia de gneises calco-alcalinos, rocas volcánicas félsicas y gabros, mezclados por endomorfismo con pizarras y gneis que los impregnan (Jacquet, 1936).

Esta provincia tiene dos dominios: Galb y Yetti-Karet (Tabla 1). Estos dominios están constituidos a su vez por el grupo Gabros de Taguur y Granitos de Aftout, para cada provincia respectivamente, ambos de edad Arcaico-Paleoproterozoico (Peucat *et al.*, 2005) y que describiremos más adelante.

Según los estudios realizados por Jérémie y Nickles (Menchikoff y Nickles, 1942), basados en los datos de campo recopilados por Jacquet y Monod (1935), en la zona correspondiente al desierto argelino, la cadena de rocas metamórficas de Yetti Karet se extiende a lo largo de Zammur y Tiris hasta llegar a Senegal. Durante esta extensión dicha cadena está atravesada por intrusiones de rocas eruptivas similares a las de Kediat Ijil e Inchiri, por lo que se puede determinar, según los autores anteriormente citados, que en esta zona hay dos conjuntos claramente diferenciados por su petrología: (I) Zona superior de metamorfismo, y (II) Zona de metamorfismo profundo. Al primer grupo corresponden

pizarras y cuarcitas con minerales micáceos y clorita, además de gneises de grano fino y moscovita, mientras que el segundo grupo se caracteriza por la presencia de granates y gneises calco-alcalinos.

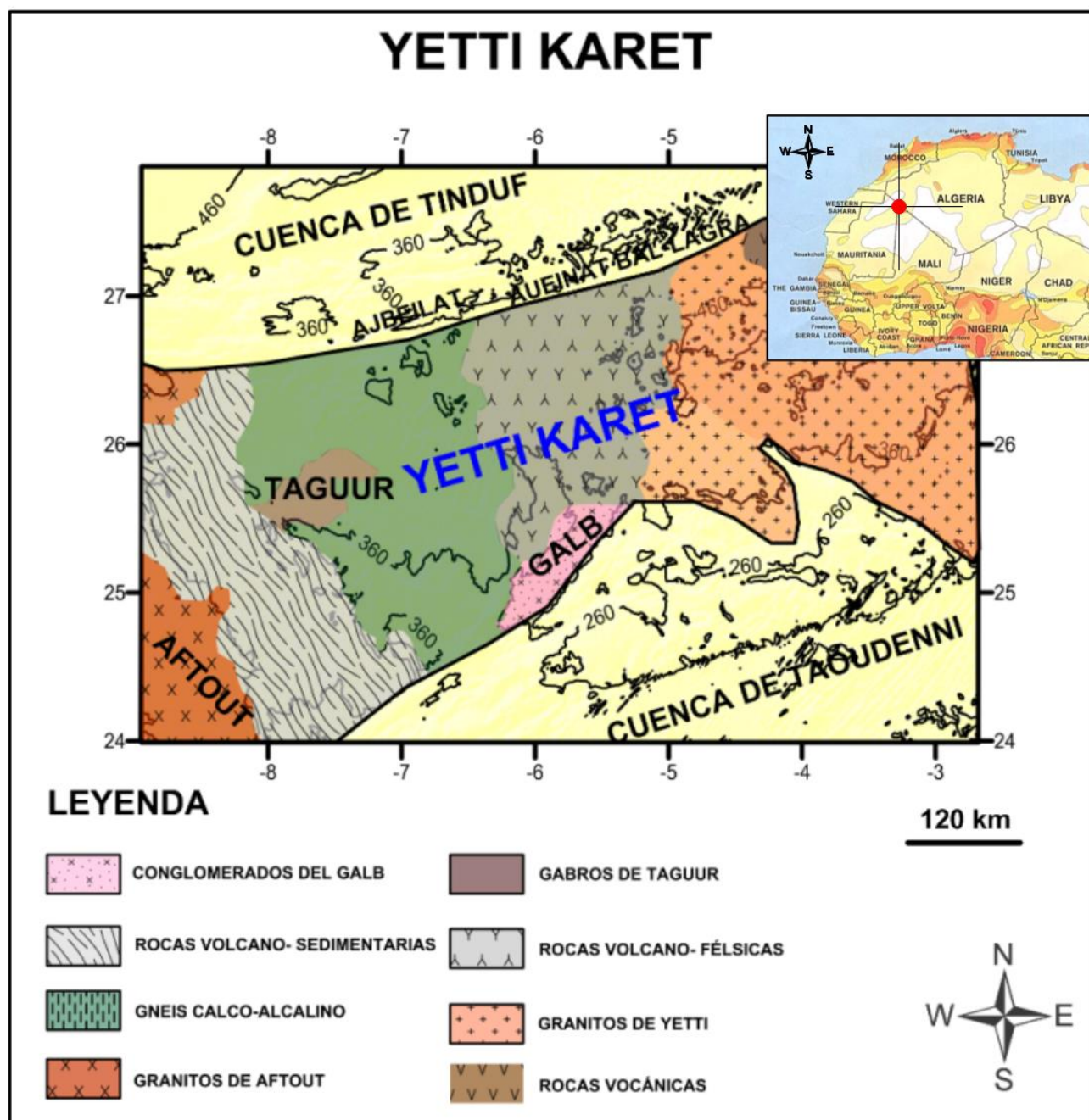


Figura 15. Estructura geológica con las unidades más extendidas de Yetti Karet (modificado de Peucat et al., 2005).

Según Jacquet (1936), la comarca de Yetti Karet se diferencia de las demás comarcas de la Dorsal de Tiris por la presencia de una amplia gama de materiales geológicos, entre los cuales destacan rocas eruptivas, graníticas, riolíticas, así como una amplia presencia de rocas volcánicas de 2,7 Ga de edad. Este dato demuestra que esta zona ha estado sometida a una intensa actividad geológica durante la era Arcaica, pero también durante épocas más recientes, en las que sobre esta parte de la dorsal se han ido depositando materiales de edad paleozoica y mesozoica, lo cual ha dado lugar a la formación de cuencas sedimentarias tanto por el flanco norte (Tinduf) como por el sur (Taoudenni).

Cuatro son las etapas principales reconocidas por Kouamelan *et al.* (1997) en la evolución de la corteza en el dominio de Galb. La primera es arcaica y corresponde a la aparición de rocas metamórficas provenientes de la corteza oceánica de edad 2,73 Ga. La segunda se produjo con la formación de un arco de corteza ofiolítica, seguida de una actividad orogénica que se registra principalmente entre los 2,21 y 2,18 Ga atrás. Posteriormente, el conjunto de terrenos que componen los dominios de Yetti y Galb se deformó, producto del levantamiento de la corteza oceánica, y finalmente se produjo una gran cantidad de magma, resultado de una actividad de rifting que altera la composición litológica de los granitos de Aftout (Tabla 1).

Hacia la parte occidental del dominio se encuentra el macizo de Yetti, que está compuesto principalmente por rocas de origen volcánico fuertemente plegadas, y cortadas por grandes diques de granito (Buffière *et al.*, 1965; Lameyre y Lasserre, 1967; Lasserre *et al.*, 1970). Es característico de estos dos macizos la presencia de milonitas que datan de 2,2 a 2 Ga (Abouchami *et al.*, 1990), las cuales se encuentran cubriendo grandes áreas de la región formando una especie de faja que separa al dominio de Yetti Karet del dominio del Galb, caracterizados por la presencia de los dos grupos geológicos anteriormente citados: Grupo “Granitos de Aftout” y Grupo “Gabros de Taguur” (Tabla 1).

4.4.1. Grupo “Granitos de Aftout”

Este grupo se caracteriza por la presencia de rocas de origen magmático que cubren las dos terceras partes del macizo de Yetti Karet–Galb (Fig. 15). En Aftout existe una gran variedad de materiales originados durante los procesos orogénicos, que comprenden una serie de rocas máficas, volcánicas félsicas, granitos y gabros (Kahoui *et al.*, 1996) con una edad de 2,7 Ga (Azzouni-Sekkal *et al.*, 2003). En el grupo de Aftout existe una abundante presencia de minerales procedentes de alteraciones hidrotermales, tal es el caso de la sericita, epidota, actinolita y clorita, así como anfíboles, biotita y diorita, lo cual sugiere que estas rocas provienen de un manto de tipo continental. Los gabros relacionados con los granitos de Aftout se encuentran formando pequeños plutones, lentejones y diques cortados por los granitos anteriormente mencionados (Buffière, 1965). Estas rocas dan lugar a una serie que va desde gabros, hiperstena y gabrodiorita hasta llegar a cuarzo. El enfriamiento del magma dio lugar al crecimiento de anfíboles verdes y biotitas al principio, seguido de epidota, prehnita o sericita (Buffière *et al.*, 1965).

De modo general, las rocas ígneas, y sobre todo las calco-alcalinas, están relacionadas con los procesos de subducción acaecidos en un manto de margen continental (Pearce y Cann, 1973; Pearce, 1976). La cobertera volcánica que yace sobre los granitos de Aftout representa la sucesión de distintas etapas de erupción volcánica, vinculadas a un sistema de graben (Buffière *et al.*, *op.cit.*).

4.4.2. Grupo “Gabros de Taguur”

Se caracteriza por la presencia de rocas con alto grado de metamorfismo, especialmente cerca de la zona milionítica. Se trata de metagabros pertenecientes a una serie magmática cálcica o calcoalcalina, cuarzodioritas que contienen una amplia variedad de clinopiroxenos, horblenda, y gabros y anortositas en menor proporción (Fig. 15). Los Gabros de Taguur presentan una edad que oscila entre 2,4 y 2,5Ga (Peucat *et al.*, 1999).

Estas rocas presentan una evolución con alteraciones hidrotermales fuertes, principalmente en las zonas de fracturas frágiles. Los minerales característicos de los procesos magmáticos que se manifestaron en este grupo han sufrido una recrystalización durante el metamorfismo, dando lugar a la formación de minerales como epidota, carbonatos y óxidos de Fe.

Capítulo 5

SEDIMENTOLOGÍA

5.1. INTRODUCCIÓN

El área de estudio se caracteriza por ser una zona donde predominan las grandes llanuras, con numerosas estructuras de montes-isla muy dispersas. Estas amplias superficies llanas también están tejidas por inmensas redes de fracturas y diques; entre estos últimos destaca por su extensión el dique de Zug (Fig. 13). Las escasas precipitaciones por estas latitudes dan lugar a una ausencia casi total de vegetación y la inexistencia de un substrato edáfico bien definido. Esto, unido a las variaciones bruscas de temperatura entre el día y la noche así como a la fuerte influencia de los agentes eólicos, hace que por estas zonas haya un predominio total de los ambientes deposicionales de tipo desértico, que a su vez está caracterizado por diferentes procesos de naturaleza sedimentaria.

Todos estos procesos sedimentarios están condicionados por factores de erosión, transporte y deposición. Ante la ausencia de vegetación, la actividad erosiva desarrollada básicamente por el viento constituye el principal agente de meteorización y transporte de partículas resultantes de la fragmentación de rocas (Fig. 16). Estos materiales son depositados posteriormente en zonas que pueden estar tanto cerca como lejos de la fuente de aporte, aspecto que controla el tamaño de cada partícula o fragmento. La forma de acumulación de estos sedimentos da lugar al desarrollo de distintos tipos de estructuras sedimentarias.

La erosión produce unas características particulares en el substrato y las rocas dispuestas sobre éste, que denominamos estructuras erosivas, equivalentes a las denominadas *erosional features* de Brookfield (2010). Hay, sin embargo, otras estructuras que denominamos estructuras deposicionales que son resultado de los procesos de deposición y que equivalen a las denominadas *depositional features* de la nomenclatura del autor anteriormente señalado.

Las estructuras deposicionales, unidas a las diferentes morfologías que muestran, proporcionan los “elementos arquitecturales”, ampliamente descritos en sedimentos de origen eólico por autores como Pye y Lancaster (1993), Kocurek (1996), Cain y Mountney (2009) o Brookfield (*op.cit.*). Estos elementos están constituidos por una serie de estructuras sedimentarias determinadas que; en general, se conservan mejor en depósitos antiguos que en actuales Kocurek y Nelson (1986).

Es importante destacar la presencia de ambientes deposicionales diferentes al eólico que se encuentran interactuando con este en la zona de trabajo. Esta interacción confiere características particulares (sedimentarias y morfológicas) que son frecuentes en los desiertos y son también fuente de sedimentos. Entre estos ambientes destacamos las *sabkhas*, las charcas (*ponds* o *dallas*) y diferentes subambientes pertenecientes a sistemas aluviales.

5.2. EL CICLO SEDIMENTARIO: AMBIENTE DEPOSICIONAL EÓLICO Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS

La figura 16 sintetiza las diferentes fases de transformación de las rocas graníticas a sedimentarias en la zona de Zug. Los elementos de naturaleza sedimentaria se encuentran ampliamente distribuidos en toda la zona de estudio, formando depósitos relacionados principalmente con un ambiente deposicional de tipo eólico, donde destaca la presencia de *sabkhas* y campos de dunas, rellenando cauces de ríos secos o como tapiz de las grandes superficies planas presentes en la región. Estos elementos presentan una amplia variación en cuanto a su forma, tamaño, composición y origen; están condicionados, en gran parte, por la fuente de aporte y la acción de los agentes de meteorización actuantes en la región, de origen eólico y fluvial.

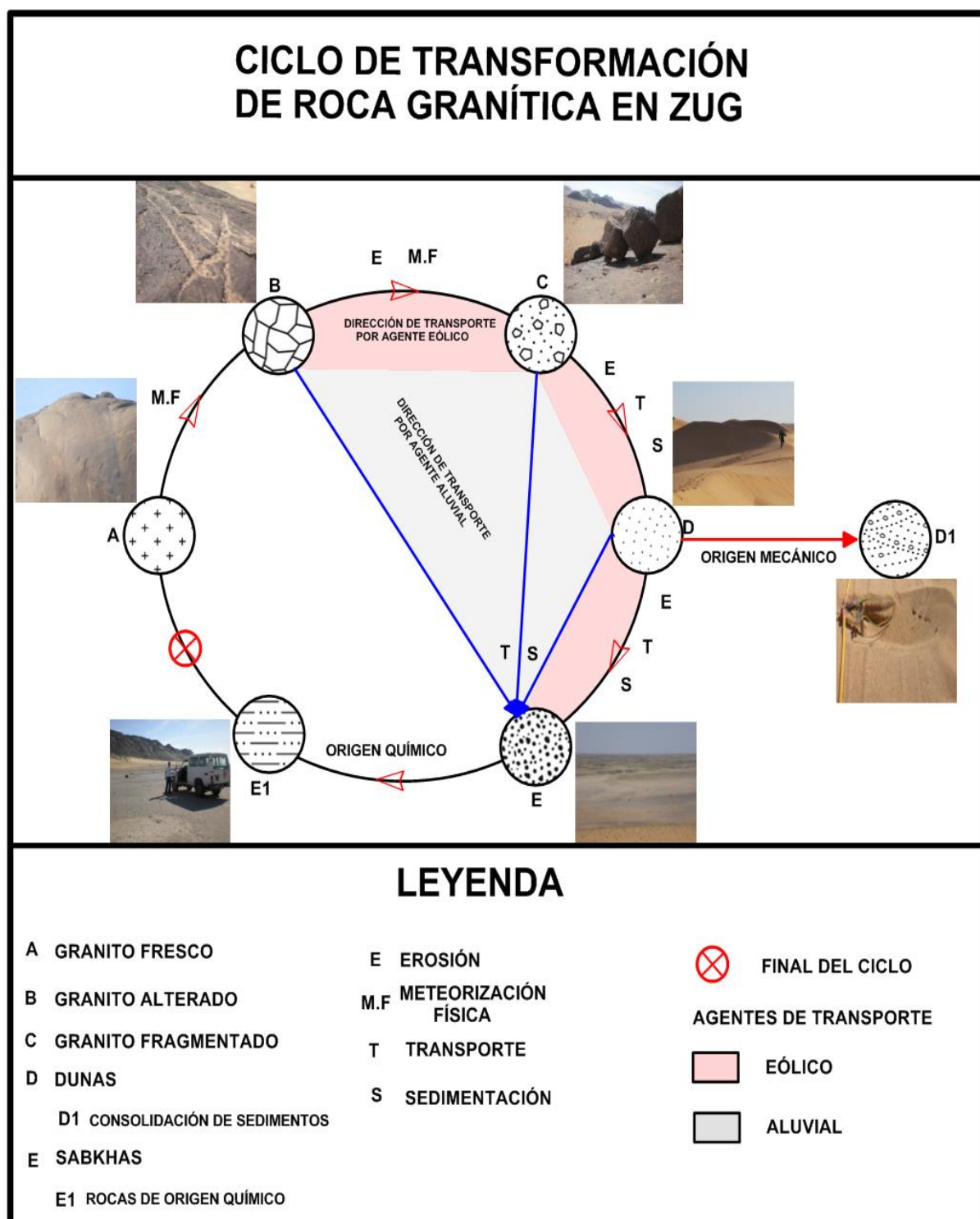


Figura 16. Representación de las distintas fases de transformación de las rocas graníticas en la zona de Zug. **A**: granito fresco. **B**: aparición de las primeras grietas, producto de la meteorización física del granito. **C**: fragmentación de rocas graníticas en bloques. **D**: campos de dunas, formados como consecuencia de la meteorización física de las rocas de la zona. **D1**: consolidación de estructuras sedimentarias, constituidas por arena, en los cauces secos. **E**: formación de sabkhas, como consecuencia del aporte de material sedimentario, durante los episodios de lluvia. **E1**: formación de rocas evaporíticas en las sabkhas, a raíz de los intensos procesos de evaporación en la zona. (Elaboración propia).

Dentro de la gran variedad de rocas de naturaleza plutónica presentes en la zona, destaca el dique de gabbro de Zug (Fig. 16 A), estructura en forma de cerro y cuya altura sobre la llanura supera más de 300 m. Está constituido por rocas máficas, como son los gabbros Bronner (1992), que debido a los efectos de la meteorización, sufren procesos de alteración dando lugar a la aparición de las primeras fracturas en dichas rocas (Fig. 16 B). Estas estructuras presentan un tamaño muy variable, que va desde unos pocos centímetros hasta llegar a los cientos de metros de largo. Estas grietas y fracturas representan las zonas donde la actividad meteórica está más acentuada, y constituyen los puntos más débiles. Como resultado de ello, las rocas se fragmentan en grandes bloques, que pueden superar los 3 m, pero también lo hacen en pequeños fragmentos o partículas, producto de este proceso al que está expuesta la roca (Fig. 16 C).

Estas pequeñas partículas, que resultan del proceso de fragmentación o disgregación de los grandes bloques, son transportadas por el viento y depositadas en zonas de *sabkhas*, dunas o cauces secos, pasando a formar parte de las nuevas estructuras sedimentarias. Estas partículas presentan un tamaño muy reducido, que puede oscilar entre los 0,5 mm y los 0,1 mm de diámetro, y están constituidas por material de naturaleza silíceo. El color rojizo predominante en estas partículas se debe fundamentalmente a la presencia de óxidos de hierro (Fig. 16 D).

Los cauces de ríos secos se encuentran cubiertos por mantos de partículas de arena depositadas por el viento, y son barridos durante los procesos de lluvia. En algunos casos, estas acumulaciones de sedimentos pueden llegar a presentar un elevado grado de compactación, lo cual provoca un cambio en la dirección de recorrido de las aguas, dando lugar así a la formación de un nuevo cauce.

Los puntos donde están emplazadas la mayor parte de las captaciones de agua subterránea se localizan en las áreas de *sabkhas* (Fig. 16 E). Estas captaciones son someras y el agua que se extrae de las mismas presenta un elevado grado de salinidad

debido, fundamentalmente, a la acumulación de sales como consecuencia de los procesos de evaporación.

La vegetación en estas zonas es muy escasa, producto de la ausencia casi total de lluvias; existe vegetación temporal que se desarrolla después de los episodios de lluvia, y desaparece cuando el agua acumulada en los primeros 50 centímetros del suelo se agota. Otro tipo de vegetación más estable, está representada por las acacias, que desarrollan raíces capaces de absorber el agua retenida en las grietas a una gran profundidad. La existencia de esta vegetación ayuda a retener los sedimentos tanto en épocas de lluvia como de tormenta de arena, lo cual da lugar al desarrollo de algunas estructuras de acumulación sedimentaria.

Como consecuencia de la acción provocada por los distintos procesos erosivos (la meteorización física, unida a la acción posterior de los agentes erosivos tanto de carácter eólico como fluvial) a los que están sometidas las rocas que afloran en la superficie de la zona, se han ido desarrollando diferentes estructuras sedimentarias. Estas estructuras resultantes de los procesos erosivos y posterior sedimentación serán tratadas a continuación en dos apartados: estructuras erosivas y estructuras deposicionales.

5.2.1. Estructuras deposicionales

Son estructuras formadas durante los procesos sedimentarios, constituidas por material resultante de los procesos de meteorización física a la que están sometidas las rocas de la zona. También se encuentran formando parte de estas estructuras materiales sedimentarios provenientes de zonas muy alejadas del área donde estas últimas se han formado. Pueden poseer diferente tamaño, gran variedad de características morfológicas y bien pueden formarse de forma casi inmediata a la sedimentación, constituyendo de esa forma las estructuras primarias, o en procesos que pueden durar cientos de años.

En el sector meridional del territorio saharauí hay una amplia gama de estructuras de naturaleza deposicional que representan un testigo viviente del pasado y presente geológico de toda la región. Actualmente, la actividad eólica constituye el principal agente erosivo encargado de dibujar las formas de relieve, mientras que en épocas geológicas anteriores en la zona imperaban otras condiciones donde los agentes de erosión fluvial tenían más desarrollo. A continuación resaltamos las estructuras deposicionales más características de la zona relacionadas con las principales unidades sedimentarias diferenciadas: dunas, interdunas y mantos de arena (sandsheets).

5.2.1.1. Dunas y estructuras asociadas

El territorio saharauí, como parte inseparable del gran desierto del Sahara, constituye uno de los grandes bancos de acumulación de arena del planeta. Esto se debe fundamentalmente a la conjugación de tres fenómenos naturales: la escasez de las lluvias, las variaciones bruscas de la temperatura y la intensidad de los agentes erosivos de naturaleza eólica.

Estas estructuras de arena presentes en el área de estudio muestran una gran variación en cuanto a sus características deposicionales que las hace diferentes entre sí, dando lugar a la formación de estructuras como dunas, *ripples*, *grainfall* y *sandflow*. Dentro de una misma duna la disposición de los granos de arena y su tamaño varía a lo largo de la extensión que cubre esta estructura: en general, en su parte más baja podemos encontrar fragmentos de arena con tamaño más grueso, mientras que en la cresta encontramos fragmentos más pequeños y ligeros, fáciles de ser transportados por el viento.

El viento, su orientación e intensidad, constituye el principal agente de meteorización eólica encargado de configurar los relieves de los grandes campos de dunas en los desiertos. Las estructuras de tipo *ripples* (Fig.17) están representadas generalmente en campos de dunas con ondulaciones a gran escala. Su formación en esta área se debe

principalmente a que los vientos van arrastrando sobre aquellas los fragmentos de partículas de arena, de manera que estos se acumulan en grandes extensiones de terreno en forma de ondas sucesivas (Fig. 17). Están constituidas por partículas de arena cuyo diámetro no supera los 5 mm.

Las estructuras de tipo *grainfall* (Fig. 17) se forman como producto de la acción de los vientos al levantar las partículas de grano fino, dejándolas en suspensión por un determinado tiempo hasta que son depositadas en otras zonas donde la velocidad de los vientos no son lo suficientemente fuertes como para mantener las partículas en suspensión. Cuando estas partículas dejan de estar en suspensión, se acumulan a lo largo de la cara de avalancha de la duna. El tamaño de los granos que forman los *grainfall* está íntimamente relacionado con la velocidad de los vientos: a mayor velocidad mayor tamaño del diámetro de las partículas.

Las estructuras *sandflow* (Fig. 17) son producidas por avalanchas que se originan por la caída repentina de granos por las pendientes de las dunas, dando lugar al origen de avalanchas con estratificación cruzada. El aumento de las avalanchas también está determinado por la pendiente de la duna y la velocidad de los vientos.

Dentro de nuestra zona de estudio, este tipo de estructuras se encuentra ampliamente representado en las inmediaciones de Azzefal. La orientación predominante de estos campos es la misma que la dirección de los vientos, NE-SW, y se extiende desde las zonas fronterizas de Mauritania hasta el territorio saharauí, recorriendo una longitud superior a los 100 km, con una altura promedio que no supera los 6 m, y una anchura de 12 a 17 m.

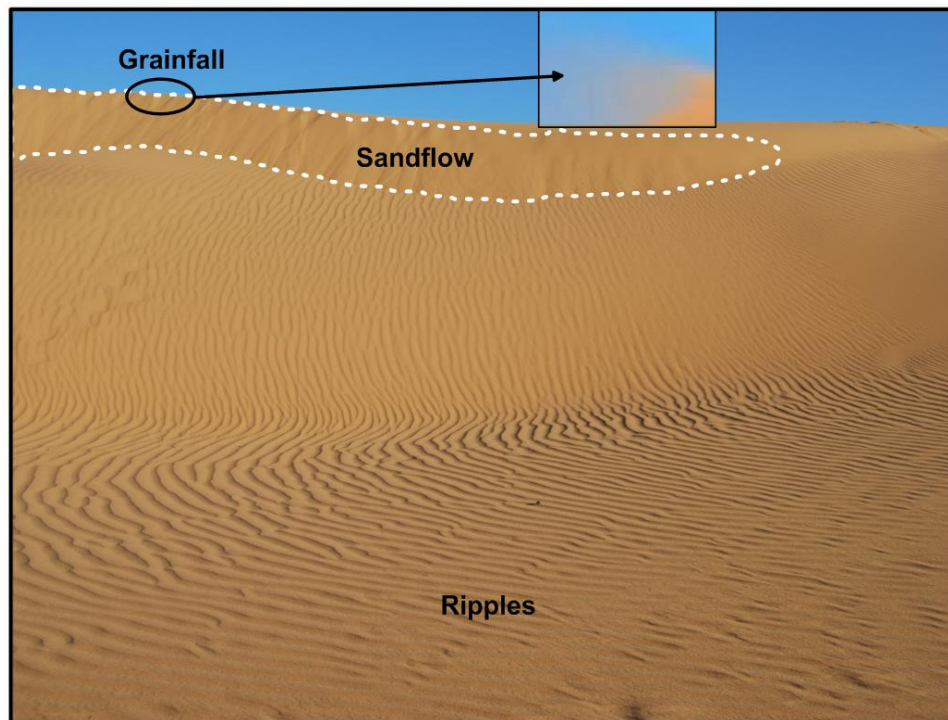


Figura 17. Distintas estructuras de arena presentes en el área de Azzefal. En la esquina superior derecha se muestra la localización del campo de dunas al que pertenece esta imagen. Se puede apreciar las distintas estructuras de arena que conforman las dunas, como grainfall, sandflow y los ripples originados por el barrido de las olas de viento.

5.2.1.2. Interduna y mantos de arena (sandsheets)

Estas estructuras están ligadas a los campos de dunas y constituyen zonas de paso por donde los vientos actúan con mayor intensidad. Igualmente el movimiento ondulado de los vientos hace que estas áreas sean tanto zonas de aporte de sedimento constituyente de las dunas, como punto de acumulación de sedimentos provenientes de las propias dunas.

En los espacios de interdunas se desarrollan dos estructuras principales: unas relacionadas con la intensa evaporación de concentraciones residuales de agua que constituyen pequeñas láminas de crecimiento de minerales evaporíticos, y otros denominados mantos de arena.

El amplio desarrollo de minerales de origen evaporítico, se debe a la interacción de varios factores en el área, entre los cuales podemos destacar el pobre desarrollo de la red

fluvial, las elevadas temperaturas, la capilaridad de las arenas y, sobre todo, la topografía del terreno.

Las estructuras de interdunas presentan características muy peculiares que permiten diferenciarlas entre sí. Una de estas diferencias es el tamaño que presentan (Fig. 18 A, B, C y D), que en algunos casos superan los 400 m de ancho; por este espacio el aire fluye con menor presión y da lugar a la formación de los denominados mantos de arena. También existen estructuras donde el espacio de interdunas no supera los 7 m de ancho; por estas zonas el aire sopla con mayor intensidad, lo cual impide la formación de estas últimas estructuras (Fig. 18 A).

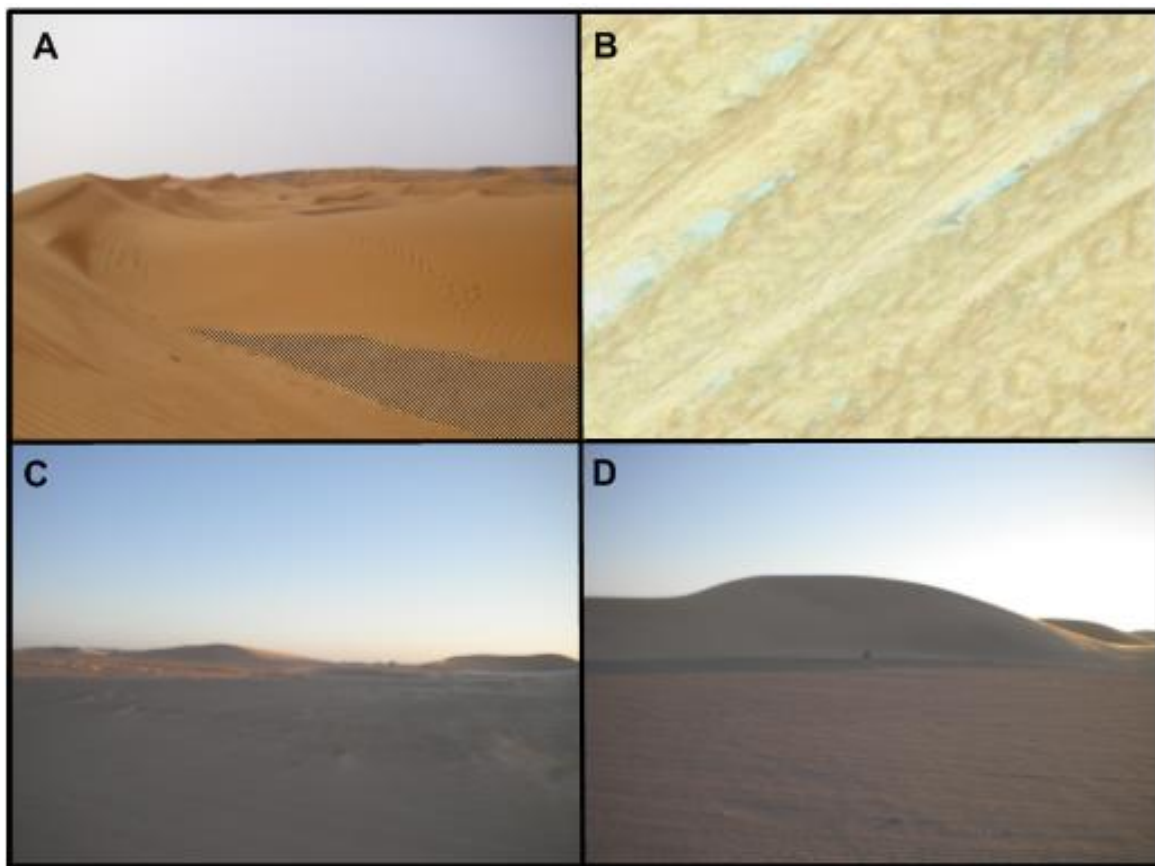


Figura 18. Distintas formas de campos de interdunas en la zona de Azzefal. A: Estructuras de interdunas con tamaño inferior a los 7 m; se caracterizan por la ausencia de mantos de arena, debido fundamentalmente a la intensidad de los vientos condicionada por el reducido espacio. B: Grandes extensiones de interdunas con una extensión superior a 400 m, caracterizadas por la presencia de mantos de arena con color blanquecino a raíz de la formación de carbonatos. C y D: Estructuras de interdunas con acumulación de pequeños mantos de arena.

Las otras diferencias están determinadas por el color de los mantos de arena, que cubren estas estructuras. En la zona donde se forman minerales de origen evaporítico (Fig. 18 B), los granos de arena presentan un color blanquecino, como consecuencia del depósito de carbonatos; sin embargo, en los espacios donde no hay acumulación de agua, los granos de arena presentan un color amarillento producto de la oxidación de minerales de hierro (Fig. 18 C y D), al igual que en las áreas donde no llega a formarse los mantos de arena (Fig. 18 A).

5.2.2. Estructuras erosivas

Las principales estructuras erosivas en la zona de estudio dependen en gran medida de la acción del viento, que constituye el principal agente erosivo en las zonas áridas, seguido por el agente fluvial. El primero de estos agentes es el encargado de transportar grandes cantidades de sedimentos, que en su mayoría son partículas de arena. Dependiendo de su tamaño, estas partículas pueden ser transportadas por empuje sobre la superficie cuando tienen un tamaño superior a los 5 mm, o por saltación y suspensión en el aire; en este último caso las pequeñas partículas de arena pueden ser transportadas a grandes distancias desde el punto de origen.

Durante las épocas de lluvia, la acción de los agentes eólicos disminuye en cuanto al transporte de material sedimentario. Esto se debe fundamentalmente a que las partículas de arena que pueden ser transportadas por el viento se quedan retenidas en superficie debido a su elevada capacidad capilar y de adsorción de agua, que dificulta su movilidad.

Los agentes fluviales transportan gran cantidad de sedimentos, desde restos de materia orgánica hasta grandes bloques de rocas. El resultado de esta etapa determina en gran medida los elementos arquitectónicos que resultarán del posterior transporte y sedimentación. A continuación describimos las principales estructuras erosivas que encontramos en la zona de estudio.

5.2.2.1. Rags (*regs*)

Se trata de grandes extensiones de terrenos que en la mayoría de los casos se encuentran desprovistos de vegetación donde la actividad eólica actúa de manera incesante, que, al ser barridos por deflación, levanta las partículas más finas y deja los fragmentos de rocas que llegan a tener un tamaño considerable. Estos tapices de rocas son conocidos como *rag* Doran *et al.*, (2004), los cuales se encuentran cubriendo grandes superficies de terreno, y pueden contener ventifacts asociados.

Los *rag* presentes en el área de estudio (Fig. 19) están constituidos principalmente por fragmentos de roca de naturaleza granítica que presentan una geometría variable en sus caras, llegando a alcanzar un tamaño entre 10 y 50 cm de diámetro. La naturaleza desértica de la zona, su ubicación geográfica donde los vientos soplan con gran intensidad en todas las estaciones del año, unido a la acción de los agentes de meteorización, hacen que las zonas de Zug, Agueinit y Eij estén cubiertas en gran parte por *rag*.



Figura 19. Grandes extensiones cubiertas por *rag* en las cercanías de Zug. **A y B:** zonas deprimidas del terreno, donde se acumulan pequeños mantos de arena muy fina y se desarrolla una vegetación de carácter temporal. **C y D:** zonas elevadas con arena gruesa, carentes de vegetación.

En las épocas en que el viento sopla con menor intensidad, se generan sobre estas superficies pequeños tapices compuestos en su gran mayoría por granos de arena muy fina, los cuales se desarrollan de forma general, en las zonas donde existen pequeñas depresiones en el terreno (Fig. 19 A y B), y sobre aquellas suele desarrollarse una vegetación de carácter temporal asociada principalmente a los episodios de lluvia.

Existen en cambio otras superficies, como las reflejadas en las Figuras 19 C y D, que se diferencian totalmente de las demás en cuanto al tamaño de los granos de arena y la inexistencia de cobertura vegetal, incluso en tiempos de lluvia. Esto se debe principalmente a su carácter de planicie, la elevada cota del terreno y la inexistencia de zonas deprimidas en esta área. La conjugación de estos tres factores hace que se desarrolle este tipo de estructuras, muy representativas de nuestra área de estudio.

5.2.2.2. Ventifacts (*dreikanter*)

Los ventifacts se originan cuando los cantos o rocas que están expuestos a la intemperie han sufrido un proceso de facetado producto de la acción de los agentes eólicos. En las zonas desérticas, como es el caso de nuestra área de estudio, la intensidad de los vientos provoca que los materiales que están en el aire viajen a mayor velocidad, haciendo que los fragmentos de arena impacten con fuerza sobre los cantos, originando de esa manera las estructuras de ventifacts Mackay y Burn (2005). Pueden clasificarse, atendiendo al número de caras, en *zweikanter* con dos caras y *dreikanter* -con tres caras o más-.

Mediante la disposición y orientación de las caras de los ventifacts se puede determinar la dirección de los vientos en un determinado tiempo de la historia geológica de la zona donde están presentes. En nuestro caso, estas estructuras se encuentran ampliamente distribuidas en las zonas que no están cubiertas por campos de dunas, como es el caso de Zug, Douguej, Agueinit y Eij (Fig. 20 A).

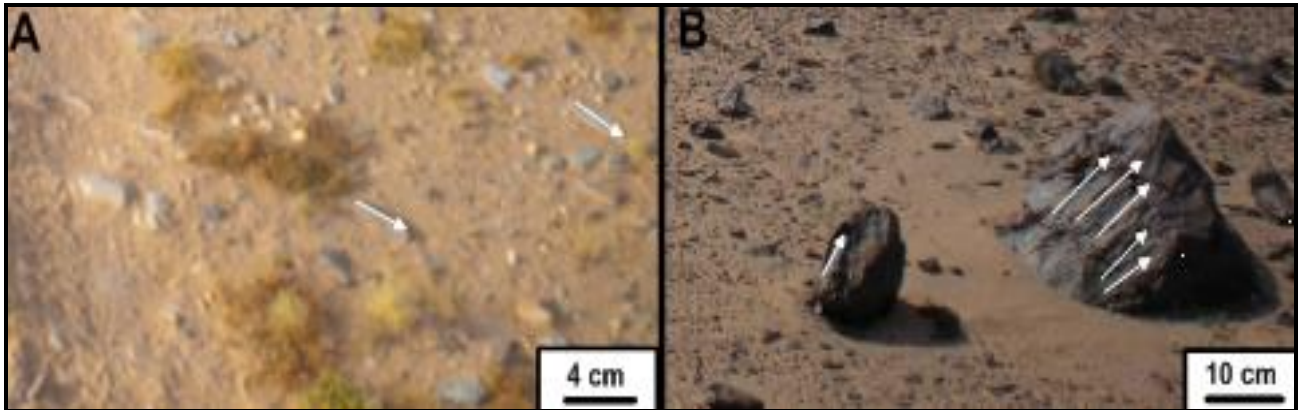


Figura 20. Representación de las distintas estructuras tanto de ventifacts como de estriado (fluted) en las inmediaciones de Zug. **A:** estructuras de ventifacts (zweikanter), asociadas al dique de Zug, localizadas en zona con cobertura vegetal. **B:** aspecto de estructuras de estriado (fluted) representativo del área de estudio; los canales de estriado no superan los 10 centímetros de longitud.

En estas áreas se encuentran en superficie y ampliamente representadas las estructuras de *zweikanter* o de dos caras, presentando en su mayoría una orientación NE-SW, coincidiendo con la dirección predominante de los vientos por estas latitudes. Muestran un tamaño que en la gran mayoría de los casos no supera 7 cm de longitud.

En las laderas de los cauces secos de los ríos es donde abundan los *ventifacts*, debido a que los cauces actúan como una especie de pequeños cañones por donde el viento sopla con mayor intensidad. También en la parte de los diques que está expuesta a la acción del viento y a las mayores fluctuaciones de las temperaturas entre el día y la noche. La conjugación de estos factores contribuye a la meteorización de las rocas, constituyendo de esa manera la principal fuente que da origen al desarrollo de los ventifacts, tanto en los cauces de ríos secos como en la zona de diques.

5.2.2.3. Estriado (*fluted*)

Este fenómeno se produce como consecuencia del viento que levanta las partículas de arena del suelo y después las arroja a grandes velocidades sobre los fragmentos de roca. Como resultado de estos impactos se van generando canales en las rocas (Fig. 20 B), los

cuales presentan una orientación NE-SW en la zona de estudio, igual que los vientos predominantes en la región. Durante el impacto, los granos de arena se destruyen debido a la dureza de las rocas sobre las que chocan (granitos, gneises y gabros, ampliamente representados en el área).

La formación en esas rocas de estructuras de estriado (*fluted*) también está determinada por la acción de los agentes de meteorización. Estos agentes actúan de forma constante provocando una fracturación y debilidad en la capa superficial de dichas rocas, ayudando de esa manera a que los vientos y la arena en movimiento construyan una amplia gama de estructuras de estriado en superficie.

En el área de estudio, la mayor parte de las rocas afectadas por el estriado se localizan entre Zug, Eij y Douguej. El aumento considerable de estas estructuras en la zona se debe fundamentalmente a las formas de relieve, las cotas topográficas, la intensidad de los vientos y los efectos de la meteorización previa.

Así, las estructuras de estriado se localizan en la parte alta de las elevaciones de Zug y de Douguej, debido a la intensidad de los vientos reinantes en esas alturas. También existe estriado en los terrenos planos que se localizan en zonas bajas entre Zug y Eij, principalmente en los pequeños diques de gabro, que sobresalen unos 50-60 centímetros sobre la superficie del terreno, y son afectados directamente por los vientos que barren estas áreas al levantar consigo pequeños fragmentos de arena que impactan directamente sobre aquellos. El tamaño medio del estriado en las rocas de la zona no supera los 10 centímetros de longitud, por un ancho de 2-3 centímetros.

5.2.2.4. Crestas y Surcos (*ridges* y *swales*)

Las crestas y surcos (*ridges and swales*) son estructuras típicas de naturaleza eólica, que se producen en zonas de gran acumulación de sedimentos como consecuencia de la acción de los vientos, y también ocasionalmente de los procesos fluviales. Estos elementos

se desarrollan en forma de grandes cadenas, que bien pueden presentar formas perpendiculares como diagonales Brookfield (1992).

Su naturaleza morfológica puede variar según las condiciones imperantes en el área donde se forman. Pueden tener un tamaño que va desde unos pocos metros de largo hasta llegar a cubrir grandes extensiones de terreno. En zonas donde existe un cierto grado de humedad, la forma tanto de las crestas como de los surcos influye en gran medida en la actividad erosiva; si la cresta es muy pronunciada, la intensidad de la actividad fluvial puede arrasar con las capas superficiales del corte edáfico.

Debido a la gran intensidad de los vientos en nuestra zona de estudio, se han formado grandes cadenas de dunas en la zona de Azzefal. En la actualidad estas estructuras presentan una orientación igual que la dirección predominante de los vientos NE-SW (Fig. 21 B y D), pero también existen otras estructuras fósiles con orientación SE-NW, lo cual indica que ha habido una variación en cuanto a la dirección de los vientos.

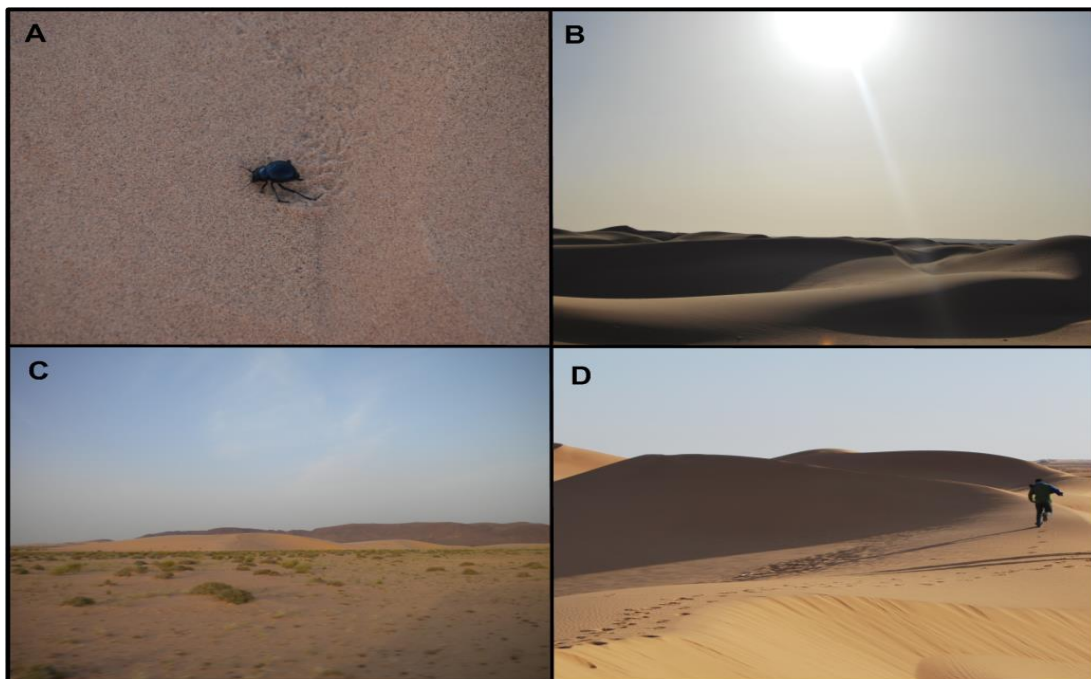


Figura 21. Representaciones de los campos de dunas y la flora y fauna características de Azzefal.

A: Escarabajo, un representante típico de la fauna por estas áreas. B: Bancos de dunas con una orientación de NE-SW, con crestas muy suaves. C: Desarrollo de vegetación de carácter temporal en la parte baja de las dunas. D: Bancos de dunas con orientación SE-NW, con crestas muy pronunciadas.

Dentro de estos campos hay una gran variedad tanto animal como vegetal (Fig. 21 A y C), cuyo desarrollo se manifiesta principalmente en las épocas de lluvia, ya que estos campos de dunas retienen grandes cantidades de agua por la elevada capilaridad de las arenas. Este proceso ayuda al desarrollo de la vegetación y la aparición de organismos endémicos de la zona, como el escarabajo.

5.2.3. Nubes de polvo

Las nubes de polvo son acumulaciones de partículas de arena que quedan en suspensión durante grandes tormentas. Estas diminutas partículas pueden ser transportadas a grandes distancias (desde kilómetros a cientos de kilómetros) de la fuente de aporte. Se trata de un fenómeno que ocurre con mucha frecuencia en nuestra zona de estudio (Fig. 22).



Figura 22. Episodio de tormentas de arena con nubes de polvo en las cercanías de Zug, registrado el 18 de abril de 2011. Estas nubes, están constituidas en su mayoría por pequeñas partículas de arena, que son levantadas por el viento. Su permanencia en suspensión depende del tamaño de las partículas y de la intensidad y persistencia del viento.

Debido a las escasas precipitaciones, las grandes superficies desérticas quedan desprovistas de vegetación durante los largos episodios de sequía, provocando importantes procesos de deflación por el viento, que levanta con mayor facilidad las partículas más ligeras. Todos los años son arrancadas del desierto del Sahara grandes cantidades de partículas con estas características y arrojadas en el océano Atlántico y el golfo de México, siguiendo la misma dirección de los vientos alisios en nuestra zona de estudio, NE-SW.

5.2.4. Estructuras superficiales asociadas

Las estructuras superficiales constituyen las marcas sobre los fondos en las propias estructuras eólicas. Estas marcas pueden ser huellas de animales, marcas hechas por la vegetación, marcas de senderos o vestigios de grandes avenidas de lluvias; todas ellas pueden quedar conservadas en los depósitos de origen, dando lugar así a la formación de estructuras superficiales (Mckee y Ward, 1983) (Fig. 23).

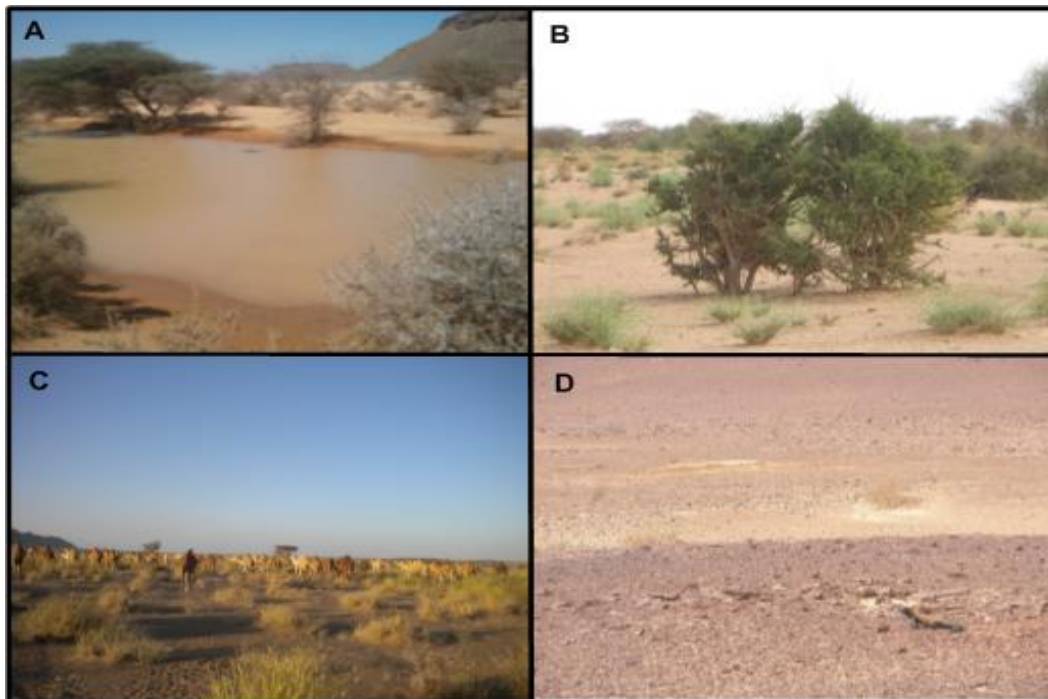


Figura 23. Flora y fauna más representativa de la zona de Tiris. A: Episodio de lluvia en las inmediaciones de Zug. B: Vegetación representativa de la zona de estudio, caracterizada principalmente por las acacias. C: Caravana de camellos cerca del pozo de Zug. D: Lagarto del desierto cerca de su madriguera. Estos animales abundan durante las lluvias, ya que se alimentan principalmente de insectos.

En nuestra zona de estudio, como en casi todas las regiones desérticas, la rareza de las precipitaciones da lugar al desarrollo de una pobre vegetación. No obstante, después de los aguaceros torrenciales aparece una amplia vegetación de carácter temporal, debido a la acumulación de agua en superficie y a escasa profundidad. Además, independientemente de sus condiciones extremas, las zonas desérticas poseen cierta variedad faunística, adaptada a las condiciones de supervivencia que exige este medio. Durante los largos periodos de sequía, gran parte de los animales se desplazan a otras zonas del desierto en busca de alimentos. Con la llegada de las lluvias, el desarrollo de la vegetación de carácter temporal trae consigo un aumento de la fauna típica de la región, junto a la vegetación ya existente (Fig. 23 A y B) como las acacias, con una capacidad de adaptación extrema a estas condiciones, cuyo desarrollo está condicionado en gran medida por las lluvias y la vegetación asociada, que traen consigo un aumento significativo de la fauna endémica: camellos, lagartos, chacales, etc. (Figs. 23 C y D).

5.3. AMBIENTES DEPOSICIONALES ASOCIADOS

Los procesos fluviales en la zona de estudio presentan una marcada diferencia respecto a los eólicos, ya que ocurren durante periodos de tiempo muy cortos, y después de muchos años e incluso décadas sin producirse. Estos procesos comienzan por la llegada de intensas lluvias, que provocan una escorrentía superficial capaz de arrastrar una gran cantidad de sedimentos. Los depósitos presentan una geometría muy variable, que va desde fragmentos de rocas de varios centímetros de diámetro hasta pequeñas partículas que quedan en suspensión. A continuación describimos tres ambientes deposicionales que dominan en el área de estudio; estos son: *sabkha*, *ponds* y abanicos aluviales.

5.3.1. Abanicos aluviales y sistemas fluviales

Los sistemas aluviales están muy poco desarrollados debido a la extremada aridez del clima de la región. En la mayoría de los casos están relacionados con superficies de inundación o avenidas producidas por los aislados episodios de lluvias. Estas aguas son transportadas por ríos, que en su mayoría presentan un corto recorrido. En las zonas donde el sistema rompe el confinamiento del cauce Langford (1989) puede producirse la formación de abanicos aluviales, normalmente en zonas de un contrastado cambio de pendiente topográfica.

Estas estructuras se encuentran ampliamente representadas en las cercanías del dique de Zug (Fig. 24), donde estos abanicos están relacionados en la zona de estudio con canchales y *sabkhas*. Los canchales pueden estar representando una etapa incipiente del abanico aluvial o bien constituir parte de este mismo sistema en su zona de cabecera. Estos sistemas no guardan una relación directa con los elementos de naturaleza eólica, sino que la formación de estas estructuras en el área está directamente relacionada con lluvia y las fuertes escorrentías superficiales que de ellas derivan. Hay un amplio desarrollo de abanicos fósiles en toda el área, los cuales están superpuestos unos con respecto a otros (Fig. 24 A). El tamaño de estos abanicos puede dar una noción sobre la intensidad de las precipitaciones que les dieron origen.

Las lluvias arrastran los materiales sueltos producto de la acción de los agentes de meteorización. Estos sedimentos son transportados a grandes velocidades debido a la pronunciada pendiente del dique (Figs. 24 B y C), y posteriormente depositados en zonas más bajas, donde se pierde la velocidad de flujo. Durante este tiempo son arrastrados muchos sedimentos, que pasan a formar pequeños abanicos al pie del dique. Sobre estos abanicos se desarrolla una vegetación de carácter temporal relacionada especialmente con el agua almacenada en estas pequeñas estructuras. En la Figura 24 (D) están representados las diferentes estructuras de abanicos que se forman al pie del dique de Zug.

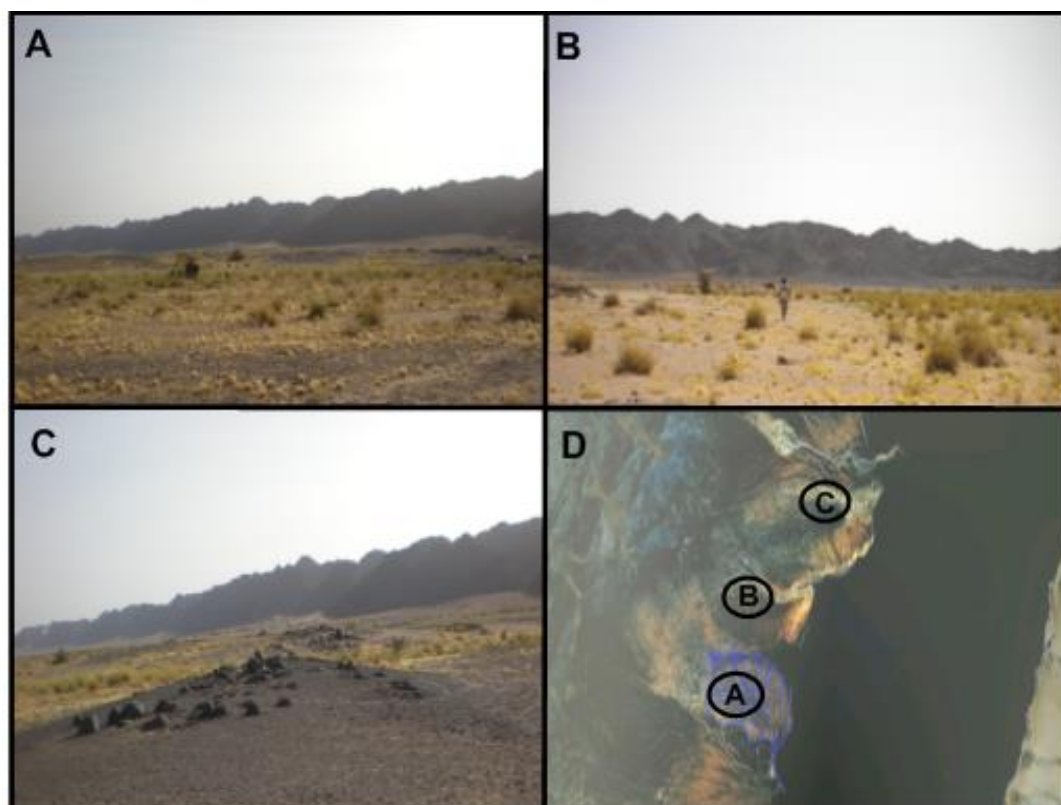


Figura 24. Representación de los distintos tipos de abanicos aluviales en la zona de Zug.
A: Superposición de abanicos, como consecuencia de los episodios de lluvia acaecidos en distintas épocas. **B y C:** Formación de abanicos al pie del dique de Zug, en la zona de cambio de pendiente.
D: Zona donde se forman las estructuras de abanicos en la región de Zug.

5.3.2. Sabkha

Las *sabkhas* son depresiones donde se acumulan los sedimentos, tanto de tipo eólico como fluvial. Los sedimentos eólicos suelen ser en la mayoría de los casos partículas de grano muy fino, las cuales se van adhiriendo a la parte superficial de la lámina de agua que se genera durante los distintos episodios de inundación. Los aportes de material eólico a las *sabkhas* ocurren durante las épocas de sequía, en que los vientos constituyen la principal fuente de aporte. Estos vientos no solo aportan material sino que también se encargan de transportar partículas de sedimentos desde las *sabkhas* a otras zonas. En la Figura 25 (A y A1) se puede apreciar cómo los sedimentos acumulados en la *sabkha* cambian de coloración durante los episodios de lluvia, en comparación con los prolongados periodos de sequía como se aprecia en (B) de la misma figura.

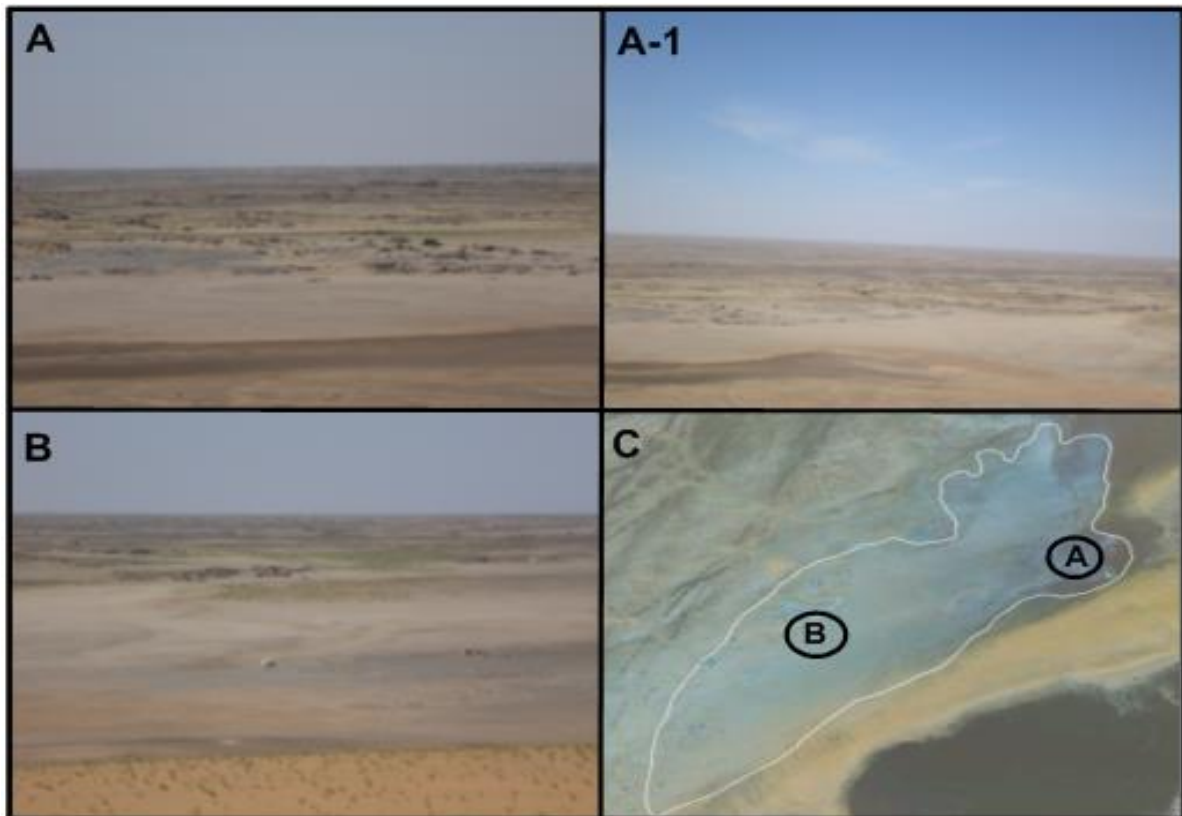


Figura 25. Panorámicas de la zona de Zug donde está localizada un área de sabkha. A y A1: Aspecto de sabkha durante los periodos de lluvia, donde los sedimentos acumulados cambian de coloración.

B: Aspecto de sabkha durante los periodos de sequía, se puede apreciar como los materiales acumulados presentan una coloración amarillenta a diferencia de los periodos de lluvia. C: vista aérea de la sabkha desde Google Earth.

Esta acumulación de sedimentos da lugar a la formación de carbonatos y otras sales, por procesos de precipitación química. En estos depósitos se originan una gran variedad de estructuras características de las *sabkhas*, tales como grietas de desecación y cantos planos (*clay chips*), todos ellos como consecuencia de la alternancia de periodos de humedad y sequías. La Figura 25 B, se diferencia de las restantes por el color amarillento de la arena que se acumula durante los periodos de sequía, debido especialmente a la acción de los agentes eólicos, los granos que se acumulan son muy finos con un diámetro que no supera los 2 mm, los cuales han sido transportados por el viento desde grandes distancias. La Figura 25 C, representa una visión panorámica de toda la sabkha de Zug, la cual posee unos 2 km de largo, por 1 km de ancho.

5.3.3. Ponds (*dallas* o charcas)

Son depresiones someras con suaves contornos que en su mayoría presentan forma redondeada y se desarrollan durante los episodios de lluvia (Fig. 26). Su formación se debe principalmente al precario desarrollo de la red fluvial, y consiste en la acumulación de los sedimentos que son arrastrados por las aguas en lugares donde la pendiente del terreno es muy baja. En estas zonas la fuerza de las aguas no es lo suficientemente fuerte como para seguir arrastrando los materiales, haciendo que se formen pequeñas charcas pero no llegan a formar *sabkhas*.

Durante todo este tiempo de sedimentación puede desarrollarse una vegetación de carácter efímero, que desaparece justo con la evaporación completa del agua contenida en la charca. Estas acumulaciones de agua pueden permanecer durante un periodo de tiempo superior a los tres o cuatro meses, lo cual da lugar a la aparición de pequeños organismos, como se puede apreciar en la Figura 26 (A). El color rojizo característico de estas estructuras se debe, fundamentalmente, a la concentración de óxidos en los granos de arena que se originan cuando entran en contacto con el agua.

En estas charcas se acumulan arcillas, limos (Fig. 26 B) y pequeños guijarros que durante las avenidas son arrastrados, arena y cantos con pátina y facetados que son resultado de la deflación Maxwell y Haynes (1989). Como consecuencia de la elevada evaporación, las capas de limos y arcillas que constituyen el fondo de la charca sufren un proceso de agrietamiento, tras la pérdida del agua (Fig. 26 C). Estas charcas también reciben aporte de material arrastrado por el viento, como pequeñas partículas en suspensión, y cuya fuente de aporte puede estar a cientos o miles de kilómetros. Estas finas partículas se adhieren a la parte superior de la lámina de agua por su elevada capilaridad, después se sedimentan en el fondo de la charca por diferencia de densidad (Fig. 26 D), pasando a formar capas de sedimentos subhorizontales.

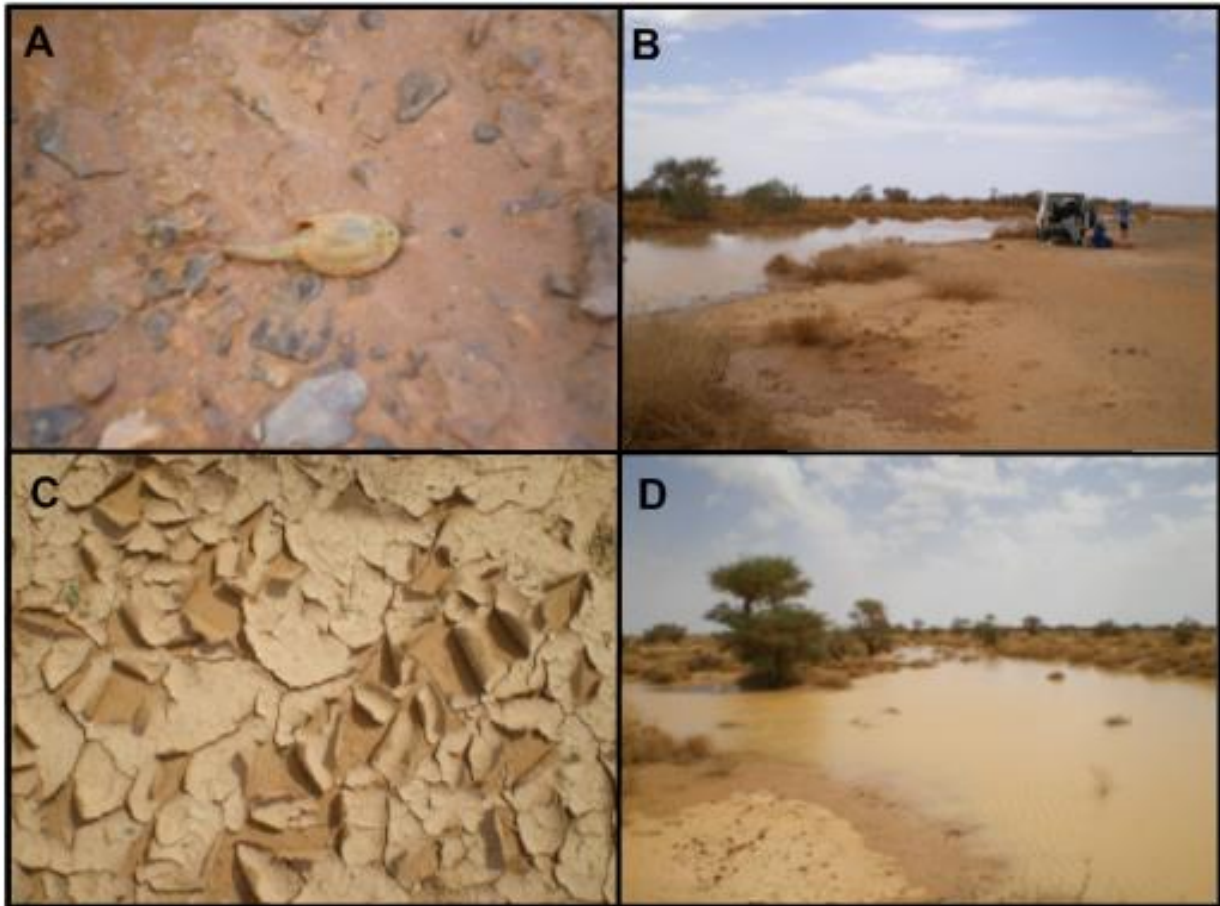


Figura 26. Aspecto de ponds en las cercanías de Eij. **A:** Pequeños organismos que se desarrollan en las charcas después de los episodios de lluvia. **B y D:** Formación de charcas, en las zonas más bajas del relieve, después de las lluvias. **C:** Agrietamiento del fondo de la charca, a consecuencia de la evaporación.

5.4. ELEMENTOS MORFOLÓGICOS ASOCIADOS

Dentro de los distintos elementos morfológicos asociados al ambiente deposicional eólico dominante, en el área de estudio podemos destacar los montes-isla (Fig. 27). Estas estructuras tienen una amplia presencia al NE de la zona de estudio y destacan por sus elevadas pendientes y canchales que se desarrollan en las zonas de cambio de pendiente. Gran parte de los abanicos aluviales presentes en la zona están asociados a estas estructuras debido al precario desarrollo de la red fluvial y la elevada actividad eólica. En su mayoría están constituidos por rocas de naturaleza granítica o gneísica.

Los montes-isla poseen una altura de más de 300 m, con una pendiente muy pronunciada (Fig. 27); están constituidos por gneises y guardan una relación directa con los diques existentes en la zona, principalmente con el de Zug. La superficie de estos montes está expuesta a intensos procesos de meteorización, que favorecen la formación de canchales produciendo acumulación de rocas en las partes bajas de estas estructuras.

En las zonas de canchales se desarrolla una vegetación de carácter temporal después de los episodios de lluvia, ya que el espesor de aquellos no es lo suficientemente grande como para retener grandes cantidades de agua.

En los montes-isla existen a día de hoy pinturas rupestres que datan del Neolítico y el Holoceno, hace aproximadamente unos 10.000 a 3.000 años Sáenz de Buruaga 2007), lo que pudiera indicar que en estas zonas había un mayor amplio desarrollo de la red fluvial en épocas no muy lejanas.

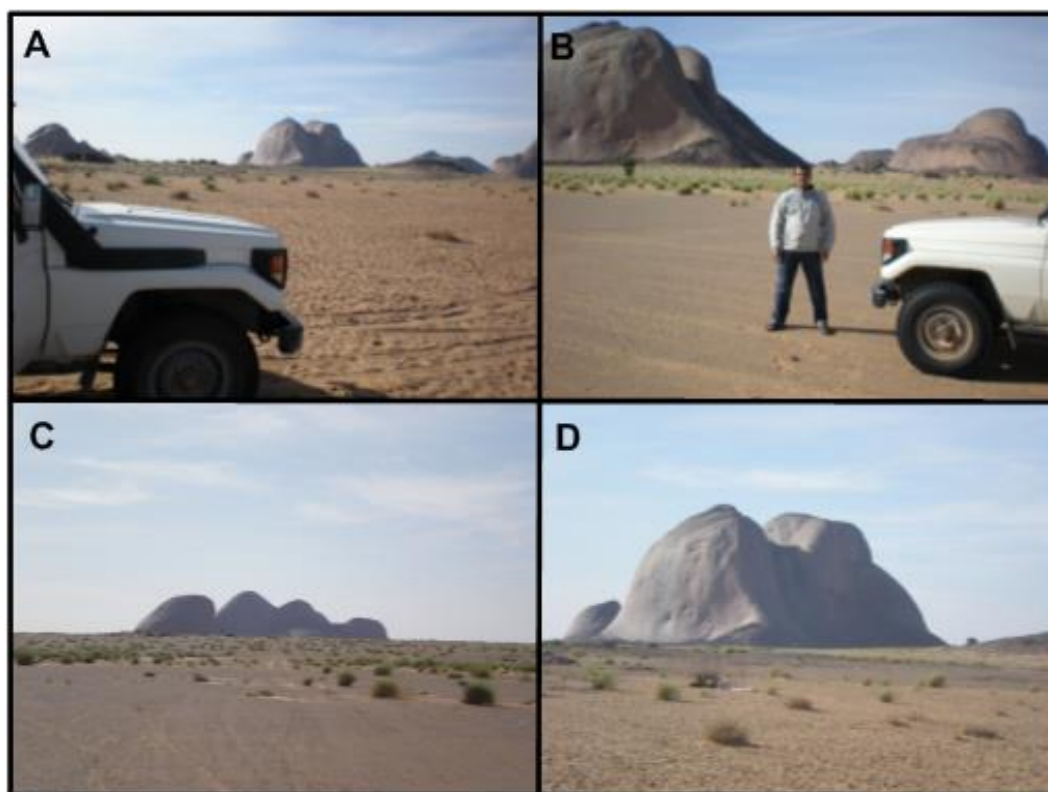


Figura 27. Las cuatro imágenes representan las distintas estructuras de montes-isla presentes en las inmediaciones de Zug. En su mayoría están constituidos por materiales graníticos y gneises.

Capítulo 6

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

6.1. INTRODUCCIÓN

El territorio del Sahara Occidental se caracteriza por la escasez de estudios de índole geológica y en especial los de carácter estratigráfico, petrológico y geoquímico. Los estudios más importantes desarrollados en esta región se remontan a las décadas del 40 y 60 del siglo pasado. En nuestra área de estudio las últimas investigaciones de esta naturaleza llevadas a cabo fueron las que realizaron Eduardo y Francisco Hernández-Pacheco en 1943. El trabajo de estos autores hace una descripción de carácter general sobre las rocas del dique de Zug y la composición de las muestras recogidas en él. Según estos autores las rocas que componen esta estructura son enstatititas y noritas hipersténicas (Fig. 28).



Figura 28. Muestras recogidas en el dique de Zug, y analizadas por Hernández-Pacheco (1943).

Después de este trabajo nunca se ha realizado otro similar en la región; esto se debe tanto a la lejanía como a la situación de conflicto permanente en todo el territorio. Sin embargo sí existen trabajos estratigráficos y petrofísicos que fueron desarrollados en el territorio mauritano, especialmente en áreas muy próximas a nuestra zona de estudio, entre los que podemos destacar los realizados por Key *et al.* (2008) y Tait *et al.* (2013). El presente trabajo al igual que los que lo precedieron, sirve como punto de partida, para ayudar con sus modestas aportaciones a sentar las bases en las que se puedan basar los

futuros estudios que esclarezcan la naturaleza geológica y estratigráfica de la zona, apoyando de esta forma a paliar las necesidades de la población autóctona sobre todo en lo que a recursos hídricos se refiere.

6.2. ANÁLISIS PETROLÓGICO DE MUESTRAS

Para el desarrollo del presente trabajo fueron recogidas cuatro muestras que representan a las cuatro litologías dominantes en el área de estudio (Fig. 29), con el objetivo de tener una idea general tanto de la edad como de la composición mineralógica y química de las rocas en la zona. El reducido número de muestras recogido fue debido a las escasas posibilidades de evacuar el material a causa del conflicto bélico e inestabilidad de la zona durante el periodo de trabajo de campo. A pesar de ello, pudo recogerse el material más adecuado para obtener el conocimiento litológico que nos permitiese caracterizar petrológica y geoquímicamente el substrato sobre el que se infiltra y almacena el agua bajo la superficie. Los análisis se llevaron a cabo en los laboratorios de la Universidad Complutense de Madrid, Universidad de Zaragoza, Universidad del País Vasco y Universidad de Castilla-La Mancha. A continuación se analizan los resultados de dichos análisis.

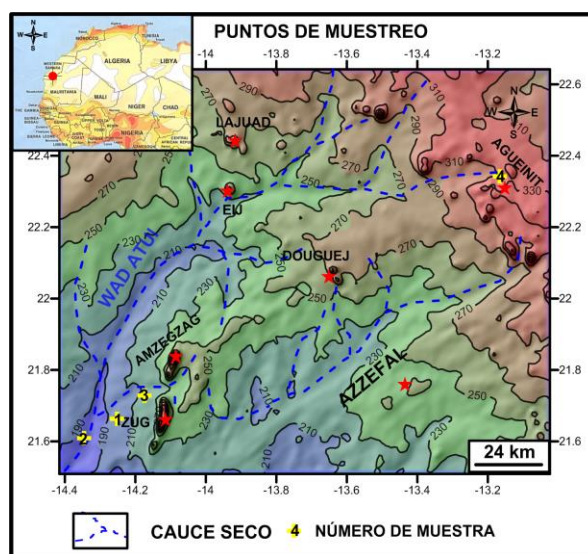


Figura 29. Modelo digital de elevación donde figuran los puntos de muestreo en la región de estudio.

Muestra 1

Coordenadas: Latitud: 21°34'37.75"N / Longitud: 14°17'42.64"O / M.S.N.M: 190

Localidad: Wad Atui

Región: Zug

Tipo de roca: CUARCITA

Características: Roca metamórfica rica en cuarzo (Qz) (Fig. 30). Presenta un bandeoado reconocible a simple vista que al microscopio se traduce en una orientación preferente de los cristales. Está compuesta casi exclusivamente por cristales de cuarzo con opacos (Opq) como accesorios. El cuarzo presenta contactos interpenetrados y extinción ondulante en muchos casos. Es una roca heterométrica, con un tamaño de cristal promedio de 60-80 mm y zonas aisladas con tamaño de cristal inferior (20 mm). Presenta cemento de cuarzo rellenando venas oblicuas a la alineación preferente, con cristales de tamaño entre 300 y 600 mm y rellenando porosidad con cristales alargados y con extinción ondulante, de tamaño algo menor (200-400 mm).

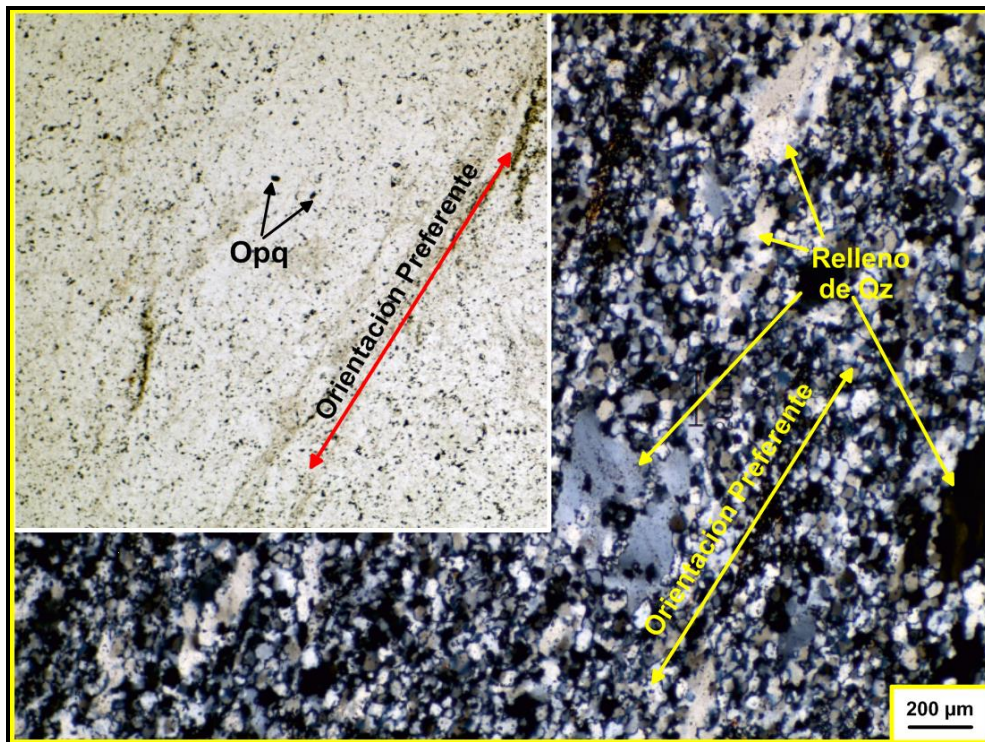


Figura 30. Imagen de microscopio de la muestra 1.

Muestra 2

Coordenadas: Latitud: 21°33'58.37"N / Longitud: 14°19'53.89"O / M.S.N.M: 176

Localidad: Wad Atui

Región: Zug

Tipo de roca: METAGRAUVACA

Características: Se trata de una roca metamórfica cuarzo-feldespática, cuyo protolito fue posiblemente una roca sedimentaria detrítica con componentes de origen volcánico (Fig. 31). Está compuesta fundamentalmente por cuarzo (Qz) con extinción ondulante y feldespatos. Los cristales muestran contactos interpenetrados y un tamaño medio de 200 μm . Contiene grandes cristales anubarrados de feldespato potásico (Kfs), plagioclasa (Pl) y microclina (Mc), de hasta 2 mm. También presenta proporciones menores de minerales opacos (Opq), clorita (Chl), biotita, epidota y titanita, con un tamaño medio ligeramente inferior (150 μm). Como accesorios destaca el circón (Zrn).

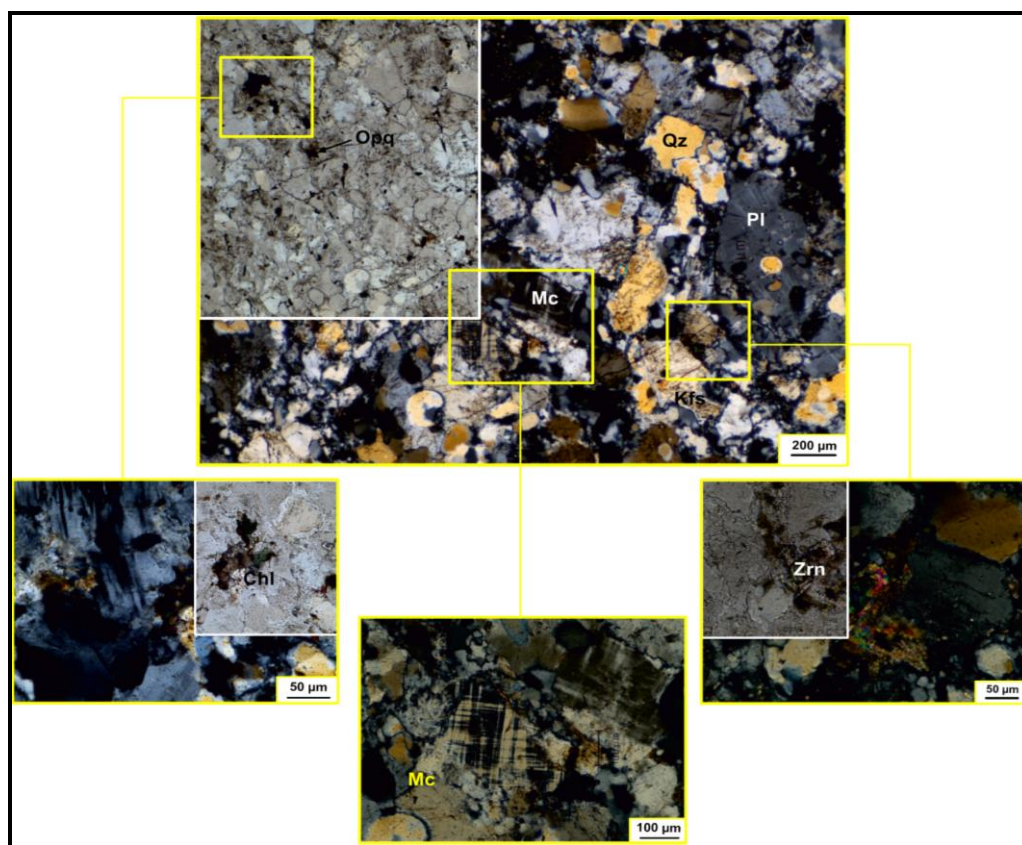


Figura 31. Imagen de microscopio de la muestra 2.

Muestra 3

Coordenadas: Latitud: 21°38'41.72"N / Longitud: 14° 8'50.29"O / M.S.N.M: 227

Localidad: Dique de Zug

Región: Zug

Tipo de roca: ANFIBOLITA

Características: Roca metamórfica rica en anfíbol (Amp) en la que los cristales presentan cierta orientación preferente común (Fig.32). Se compone principalmente de anfíbol verde y plagioclasa (Pl), con un tamaño medio de 400 μm . Presenta además feldespato potásico (Kfs) y cuarzo (Qz) y pequeñas proporciones de minerales opacos (Opq), clinopiroxeno (Cpx), titanita (Ttn) o esfena, que presentan un tamaño medio similar, así como apatito (Ap) accesorio de tamaño variable entre 50 y 100 μm .

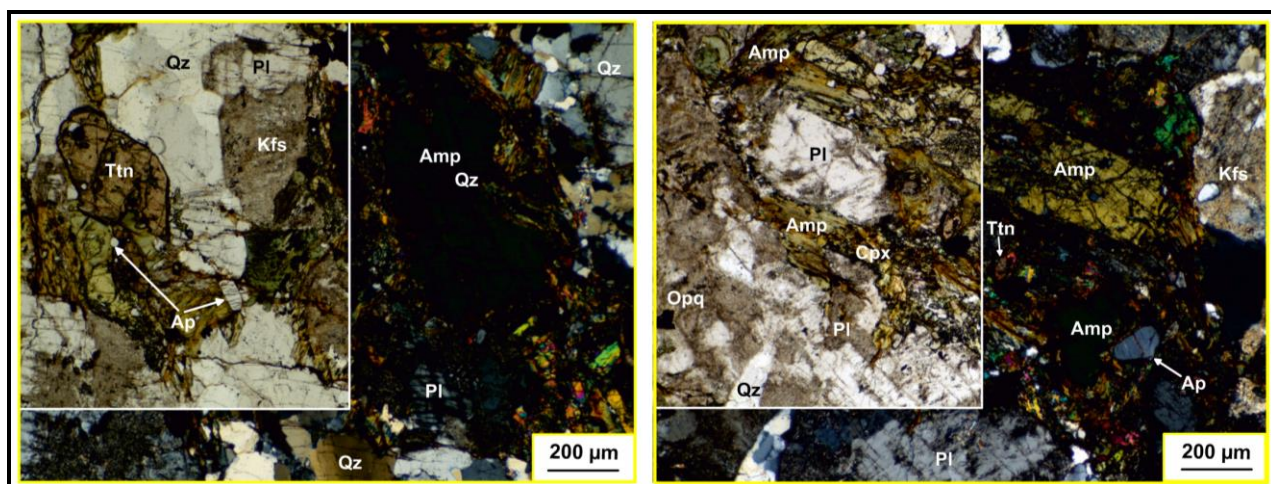


Figura 32. Imagen de microscopio de la muestra 3.

La denominación de esta roca, atendiendo a la clasificación geoquímica adoptada aquí hace referencia a su relación topoquímica (criterios geoquímicos de clasificación) si bien, con base a la asociación mineral y al significado de la composición mineral, se ha preferido la denominación de anfibolita conforme a su significado petrogenético. Así pues, tendrá una denominación de granodiorita en base a otros análisis que se muestran más adelante, en este mismo capítulo.

Muestra 4

Coordenadas: Latitud: 22°15'46.00"N / Longitud: 13° 9'29.47"O / M.S.N.M: 349

Localidad: Agueinit

Región: Agueinit

Tipo de roca: GRANITO METALUMÍNICO

Características: Roca ígnea plutónica (Fig. 33). Presenta una textura granulosa con un tamaño de cristal medio de 400-500 µm. Está compuesta principalmente de cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl) y biotita (Bt), pero además comprende granate (Grt) relativamente abundante de composición tipo almandino, variable del centro al borde de los cristales (i.e., cristales zonados). La presencia de granate implica que el granito es de tipo metalumínico. En ocasiones se reconocen pertitas. Finalmente, presenta minerales opacos (Opq) y anfíbol pardo, y como minerales accesorios se reconocen apatito (Ap) y circón (Zrn) con un tamaño entre 50 y 100 µm, ligeramente mayor en los cristales de apatito que en aquellos de circón.

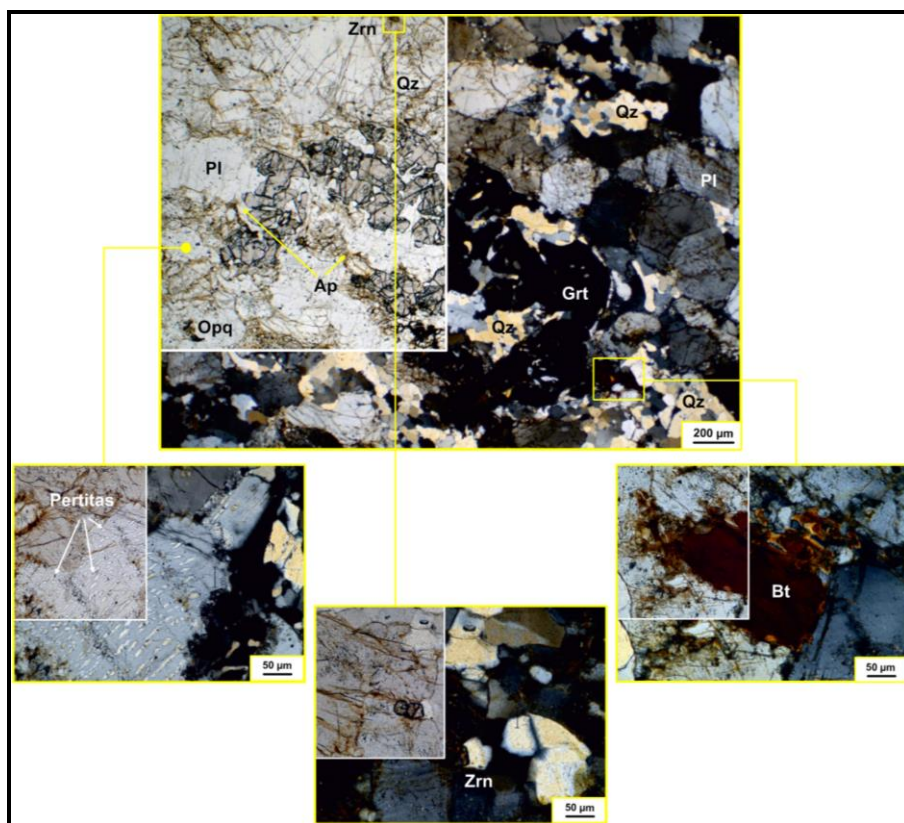


Figura 33. Resultados de análisis de microscopio de la muestra 4.

6.3. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

6.3.1. Método

Se describe a continuación la composición geoquímica de roca total de tres de las muestras estudiadas. Las muestras 3 y 4 son de naturaleza endógena y, por consiguiente, son tratadas mediante una sistemática adecuada para dicho tipo de rocas. Por el contrario, la muestra 2 es una metagrauvaca, con un origen volcanosedimentario, por lo que la sistemática seguida es diferente a las anteriores. La muestra 1 no fue sometida a los análisis practicados a las restantes muestras, principalmente por estar compuesta exclusivamente por material de naturaleza cuarzosa.

Composición Mineral Normativa

Mediante la composición mineral normativa se pueden clasificar las rocas plutónicas y volcánicas basándose en el contenido o composición mineral, expresado en volumen porcentual. Para ello los óxidos de los análisis químicos son combinados en una secuencia de pasos para dar lugar a la formación de los componentes minerales normativos. Éstos corresponden a minerales anhidros que cristalizan desde magmas a bajas presiones. Esta relación se expresa en peso (%) de los minerales normativos. El modo y la norma pueden diferir por varias razones, pero las proporciones del volumen frente al peso (%) constituyen diferencias consistentes.

Diagrama QAPF

El diagrama STRECKEISEN, más conocido en la bibliografía científica como el diagrama QAPF, es en la actualidad el más utilizado para la clasificación de las rocas ígneas, ya que permite de una manera muy sencilla su clasificación según su origen, bien en rocas plutónicas o volcánicas. Para ello las muestras analizadas se representan en un diagrama con los cuatro minerales fundamentales, que son el Cuarzo (Q), los Feldespatos Alcalinos (A), las Plagioclasas (P) y los Feldespatoideos (F), así como su textura, lo cual

define el nombre de la roca. Esto se cumple siempre que la concentración de estos minerales en la muestra analizada supere el 10% del contenido mineral existente en la muestra, de lo contrario se emplean otros diagramas.

Diagrama TAS

Es un diagrama binario que se usa para clasificar rocas. El TAS separa las rocas ricas en álcalis de las subalcalinas. Las rocas alcalinas se subdividen en moderadamente alcalinas, fuertemente alcalinas y ultralcalinas. Las rocas subalcalinas se agrupan en dos series: la calcoalcalina (contenidos medio-altos en K) y las toleíticas (pobres en K). Estas series no pueden ser representadas en el diagrama TAS, por lo que se recurre a un nuevo diagrama que enfrenta K y Si. En general los fundidos suelen evolucionar hacia una mayor cantidad de sílice: primero forman olivino (a alta temperatura); la parte fundida residual suele ser más ácida, por lo que en el TAS la serie comparativamente se enriquece en Fe.

Diagrama REE

Las tierras raras son tratadas como un grupo y en los diagramas se proyectan las concentraciones sobre el eje Y, frente al incremento en el número atómico en el eje de las X. Para su utilización generalmente se las normaliza al Manto Primordial o a Condrito. Los condritos son considerados las muestras menos evolucionadas que derivan de la nebulosa solar primordial, y se aproximan así a la composición temprana de la Tierra.

Los diagramas de tierras raras son comúnmente utilizados para analizar la petrogénesis de las rocas ígneas. La pendiente del diagrama de tierras raras puede ser relacionada matemáticamente utilizando la concentración normalizada de los elementos. Para la relación $(La/Lu)_N$, el valor 1,0 es una línea horizontal y una relación por debajo de 1,0 indica pendiente positiva. Análogamente pueden usarse las relaciones $(La/Sm)_N$ o $(La/Eu)_N$, para medir el enriquecimiento de tierras raras livianas, mientras que la relación $(Tb/Yb)_N$ se usa para las tierras raras pesadas.

6.3.2. Análisis Geoquímicos

Como se expuso previamente, los análisis geoquímicos han sido llevados a cabo en las muestras 2, 3 y 4. Se recoge una síntesis de los valores obtenidos de los distintos análisis realizados a las muestras estudiadas mediante las diferentes técnicas mostradas en el apartado anterior y que detallaremos seguidamente. La muestra 3 presenta una composición normativa (en orden de abundancia decreciente, Tabla 2) de plagioclasas, cuarzo, hiperstena, feldespato potásico y óxidos de hierro y titanio. El contenido en hiperstena es coherente con la presencia de anfíbol y clinopiroxeno en la muestra. Además, el contenido elevado en plagioclasas con respecto al feldespato potásico es indicador, por una parte, de una mayor proporción de plagioclasas de la detectada al microscopio y, por otra parte, refleja la presencia de dichos ferromagnesianos (de tipo cálcico) en la roca. A partir de esa composición normativa, la muestra se clasifica como una granodiorita (Fig. 34) en el diagrama QAPF (Le Maitre, 2002).

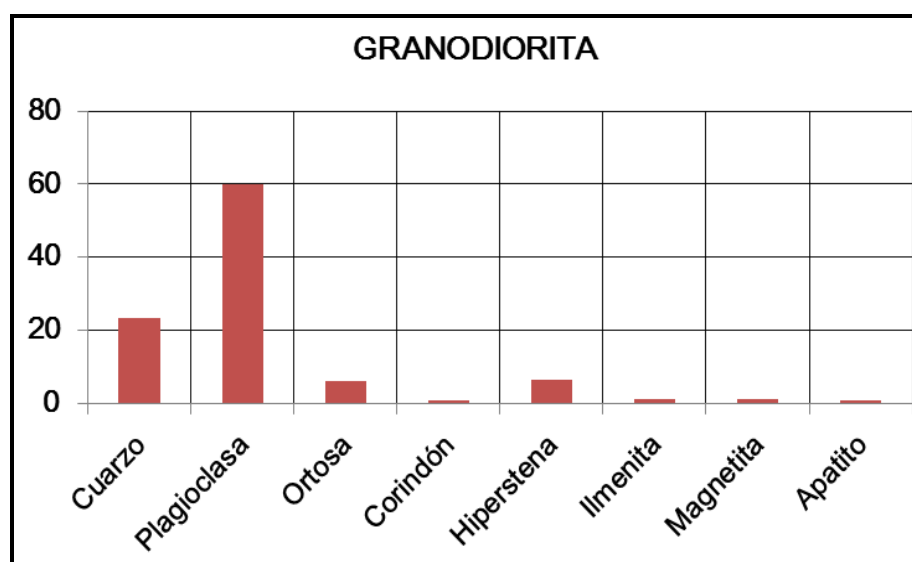


Tabla 2. Composición mineral normativa en orden de abundancia relacionado con la muestra 3.

En el caso de la muestra 4, la roca tiene una composición normativa (Tabla 3) coherente con la asociación mineral observada al microscopio. Predomina la plagioclase sobre el cuarzo y el feldespato potásico (ortosa). La presencia de granate en la roca se

refleja en el elevado contenido de los aluminosilicatos normativos (plagioclasa y feldespato potásico), pero no en el corindón. Con esta composición normativa, la muestra se clasifica como una tonalita (Fig. 34) en el diagrama QAPF (Le Maitre, *op.cit.*).

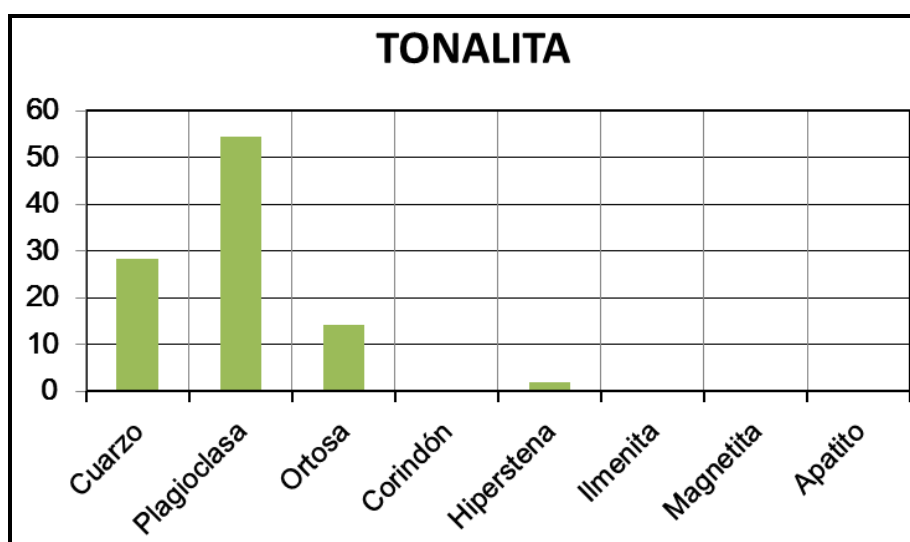


Tabla 3. Composición mineral normativa en orden de abundancia relacionado con la muestra 4.

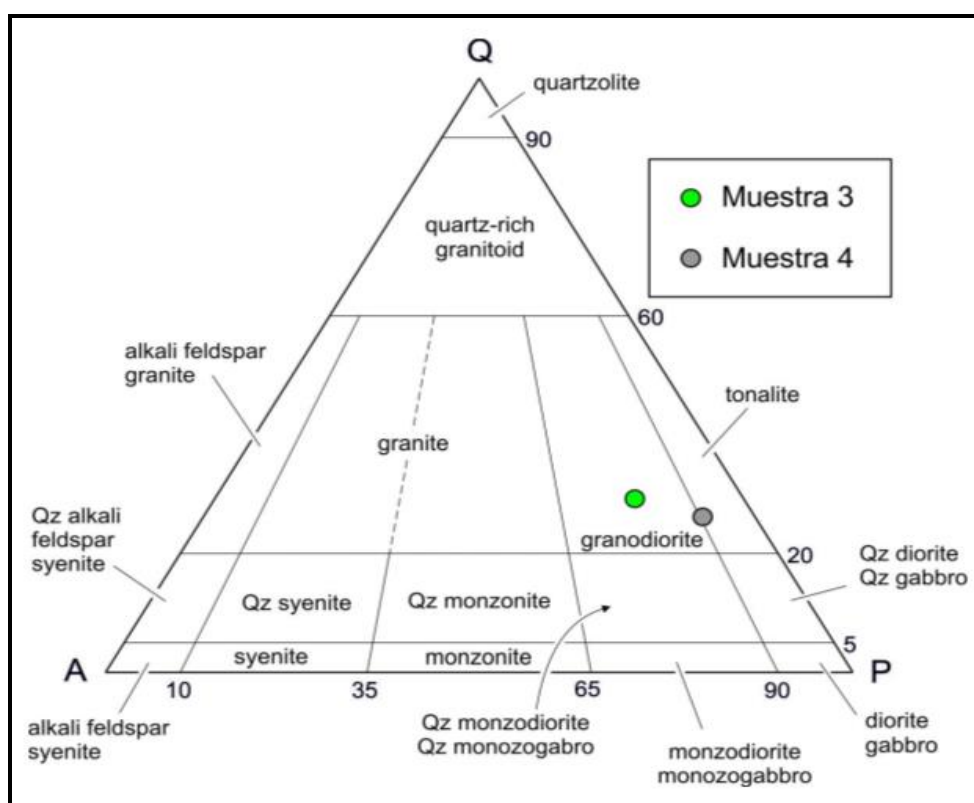


Figura 34. Clasificación de las muestras 3 y 4 según el diagrama QAPF de Le Maitre (2002).

Si se considera el diagrama TAS adaptado para rocas plutónicas (Wilson, 1989), la muestra 3 se dispone en el campo de las “granodioritas” y la muestra 4 en el campo de los “granitos” (Fig. 35).

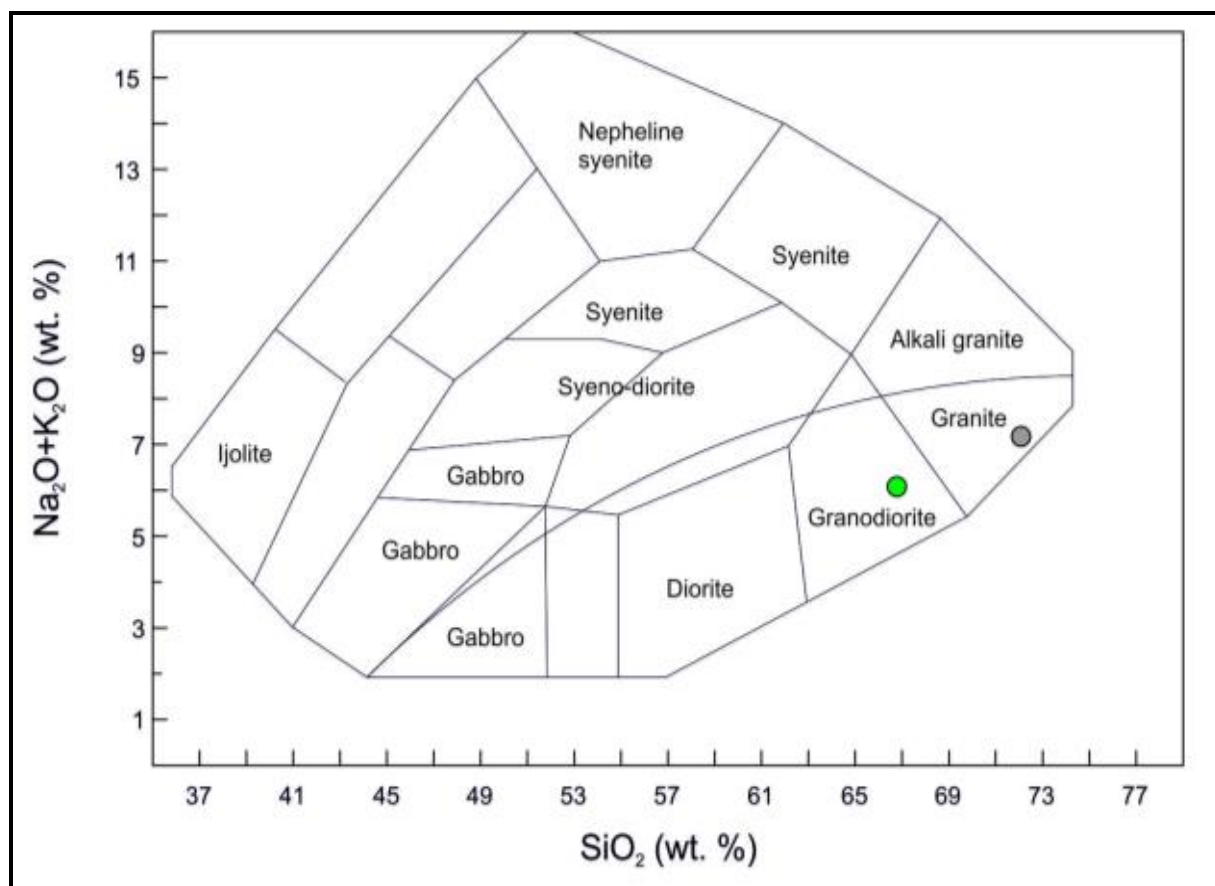


Figura 35. Representación de los análisis de las muestras 3 y 4 en el diagrama TAS adaptado para rocas plutónicas (Wilson, 1989). El color verde pertenece a la muestra 3 y el gris pertenece a la muestras 4

Ambas rocas pertenecen a la serie calcoalcalina (Fig. 36) y presentan un carácter de bajo a moderadamente potásico (Fig. 37). En los dos casos su índice de peralcalinidad es inferior a 1 (0,37 y 0,46, respectivamente). Las dos muestras tienen una relación idéntica de $A/CNK = 1,01$ y valores de A/NK similares (1,72 y 1,50 respectivamente). Pese a que contienen escaso corindón normativo ($< 1 \%$, tabla 2), la presencia de granate sugiere que se trata de rocas con cierta tendencia peralumínica.

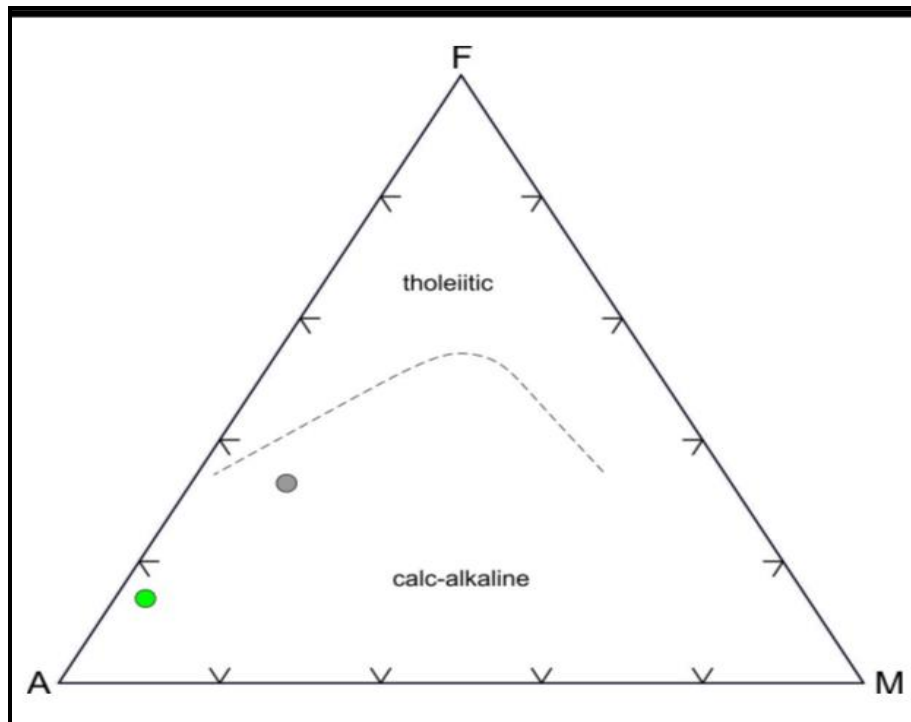


Figura 36. Clasificación de las muestras 3 y 4 según la serie química a la que pertenecen. El color verde pertenece a la muestra 3 y el gris pertenece a la muestras 4

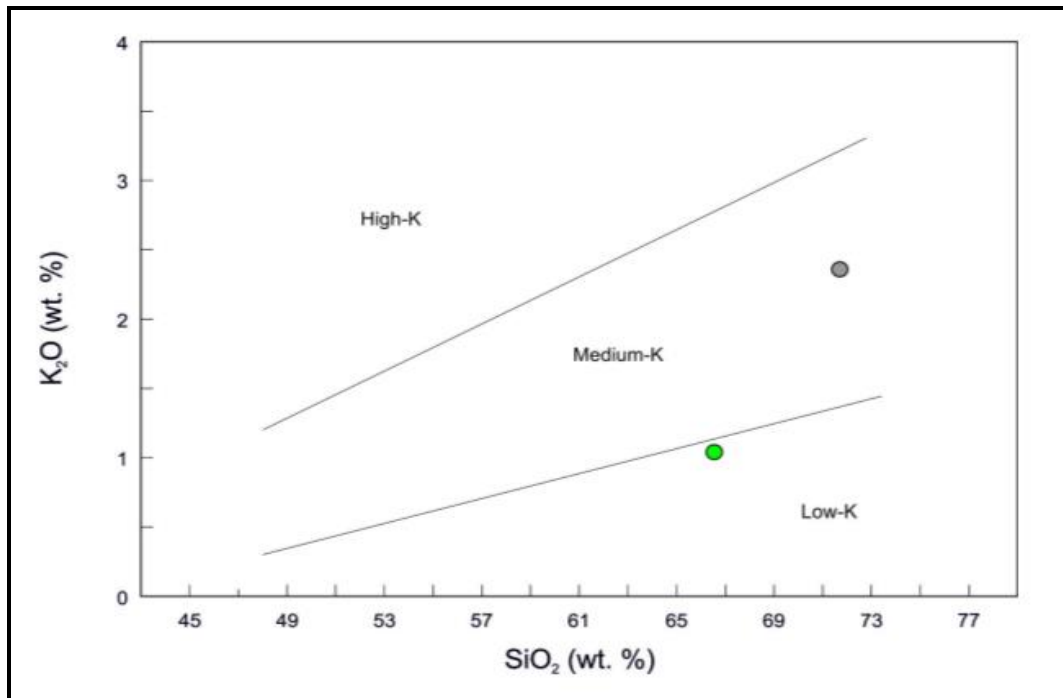


Figura 37. Representación de bajo carácter potásico que presentan las muestras 3 y 4. El color verde pertenece a la muestra 3 y el gris pertenece a la muestras 4.

Las muestras 3 y 4 tienen un contenido elevado en SiO_2 (66,54 – 71,70 %), Al_2O_3 (15,60 – 16,17 %) y Na_2O (4,78 – 5,02 %), pero relativamente bajo en TiO_2 (0,09 – 0,57 %), K_2O (1,04 – 2,36 %), Fe_2O_3 (1,21 – 3,61 %), MgO (0,33 – 1,30 %), CaO (2,74 – 3,64 %) y P_2O_5 (0,04 – 0,31 %). (Tabla 4) Su valor bajo de pérdida al fuego (LOI = 0,62 – 1,45 %) y la buena conservación de las fases minerales primarias observada al microscopio, indica que su composición química no está modificada por efecto de la alteración.

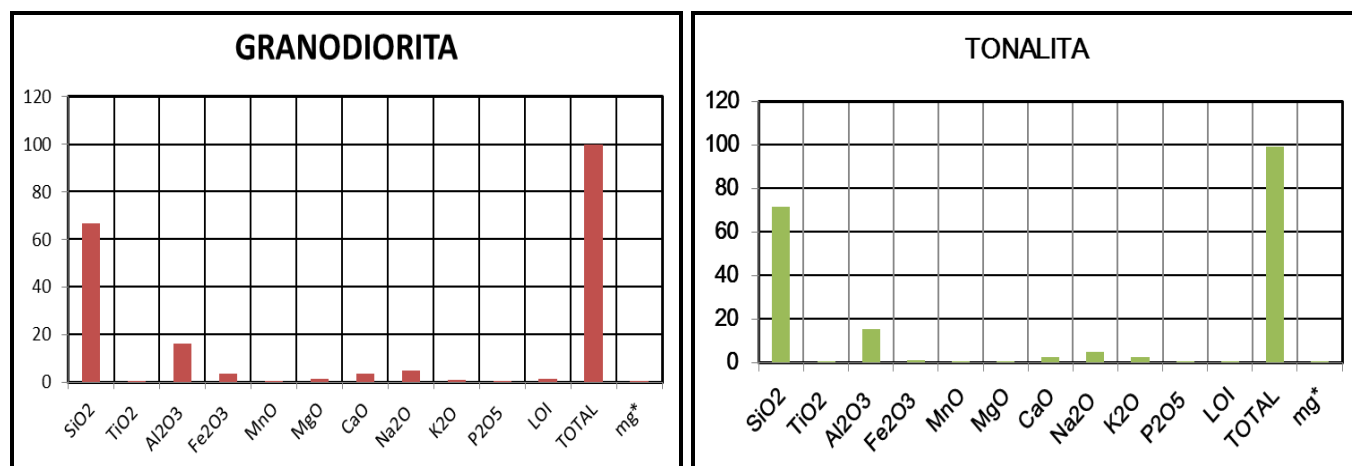


Tabla 4. Distribución de peso de los elementos que componen las muestras 3 y 4 respectivamente.

La muestra 2 (Tabla 5) tiene contenidos similares en los elementos mayores a las otras dos muestras, si bien, tiene un contenido menor en Fe_2O_3 y MgO , que se refleja en un valor de mg ($\text{mg} = \% \text{MgO} / (\% \text{MgO} + \% \text{FeO}_T)$) mucho menor y que es indicativo de la ausencia de fases ferromagnesianas en la roca.

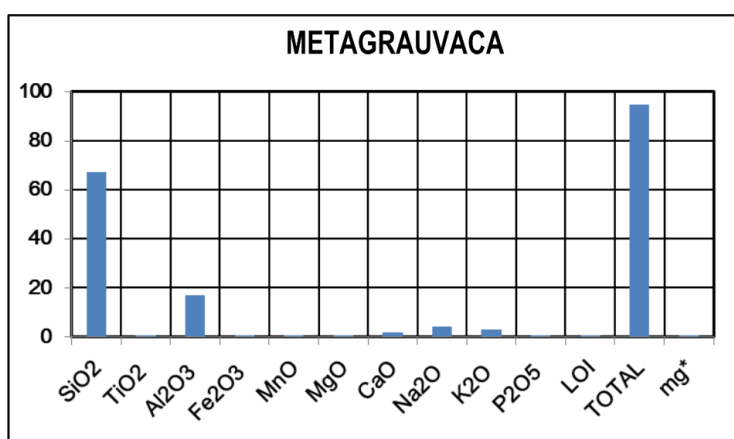


Tabla 5. Distribución de peso de los elementos que componen la muestra 2.

Con respecto a los elementos traza, todas las muestras estudiadas presentan concentraciones bajas, sobre todo en el caso de la metagrauvaca, lo cual es coherente con un origen con influencia sedimentaria para esta muestra. Si se atiende a las muestras 3 y 4, tienen un valor relativamente bajo de Sr (110 ppm) pero una concentración muy baja de Y (0,29 y 1,07 ppm, respectivamente) lo que se deriva en relaciones elevada de Sr/Y (99 – 386, respectivamente).

La distribución de tierras raras (REE) normalizadas respecto al valor de condrito propuesto por McDonough y Sun (1995) (Fig. 38), muestran pautas similares en las muestras 3 y 4, siendo la muestra 3 más enriquecida ($\times 2 - \times 3$ veces) que la muestra 4. Ese mayor enriquecimiento se refleja también en una mayor pendiente de las tierras raras ligeras ($La_N/Yb_N = 58,94$ y $47,01$, respectivamente) y pesadas ($Gd_N/Yb_N = 6,55$ y $3,73$, respectivamente). Otra diferencia significativa reside en el Eu, que apenas muestra una ligera anomalía negativa en el caso de la muestra 3 ($Eu_N/Eu^*_N = 0,89$) y, sin embargo, presenta una destacada anomalía en el caso de la muestra 4 ($Eu_N/Eu^*_N = 2,71$). En este segundo caso, esta anomalía refleja la elevada concentración de plagioclasa de la muestra. Por el contrario, la muestra 2 presenta una pauta de REE plana y empobrecida con respecto a condrito (Fig. 38), lo que evidencia su protolito diferente con respecto a las otras dos muestras estudiadas.

De manera análoga, el diagrama de elementos traza incompatibles normalizados frente a la composición del manto primitivo propuesta por McDonough y Sun (1995) (Fig. 39), muestra pautas similares para las 3 rocas, con un enriquecimiento relativo en K, Pb y Sr y un empobrecimiento relativo en U, Th y las REE. La principal diferencia entre las muestras es el empobrecimiento en REE de la muestra 2, opuesto al enriquecimiento en las REE y la anomalía positiva en Ti que evidencia la muestra 3. Estos enriquecimientos relativos de dicha muestra se relacionan con la presencia de minerales ferromagnesianos y opacos ricos en este elemento.

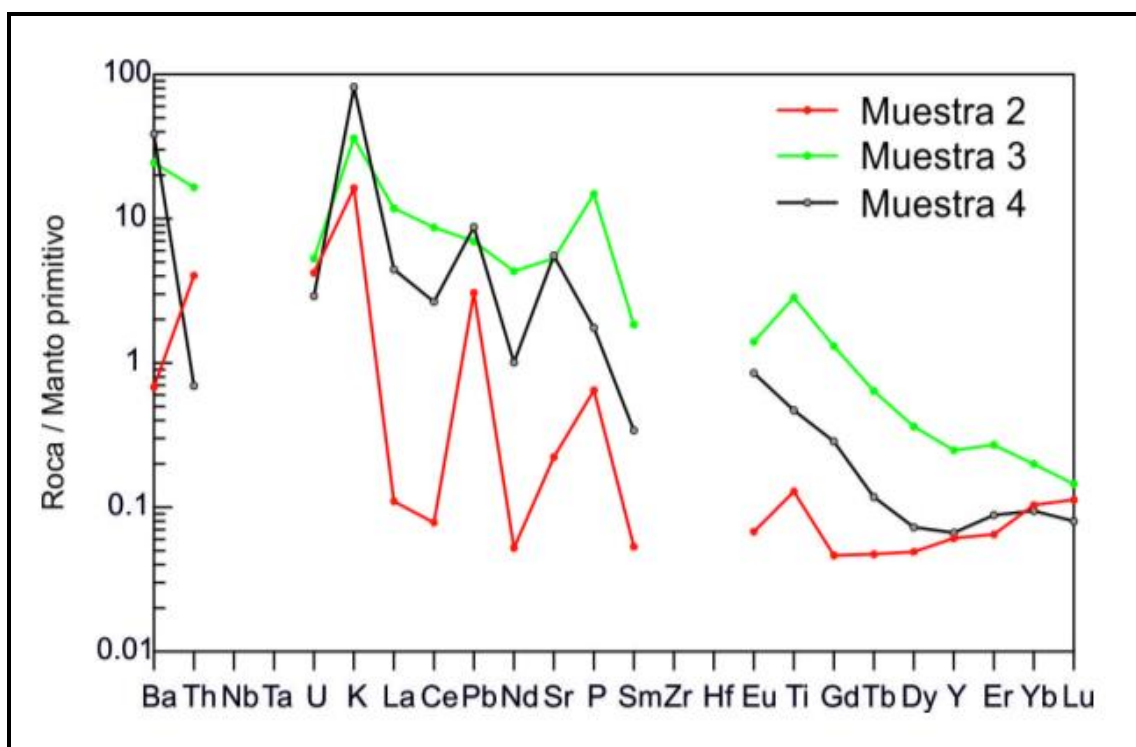


Figura 38. Distribución de REE normalizadas para las muestras analizadas basada en las relaciones de McDonough y Sun (1995).

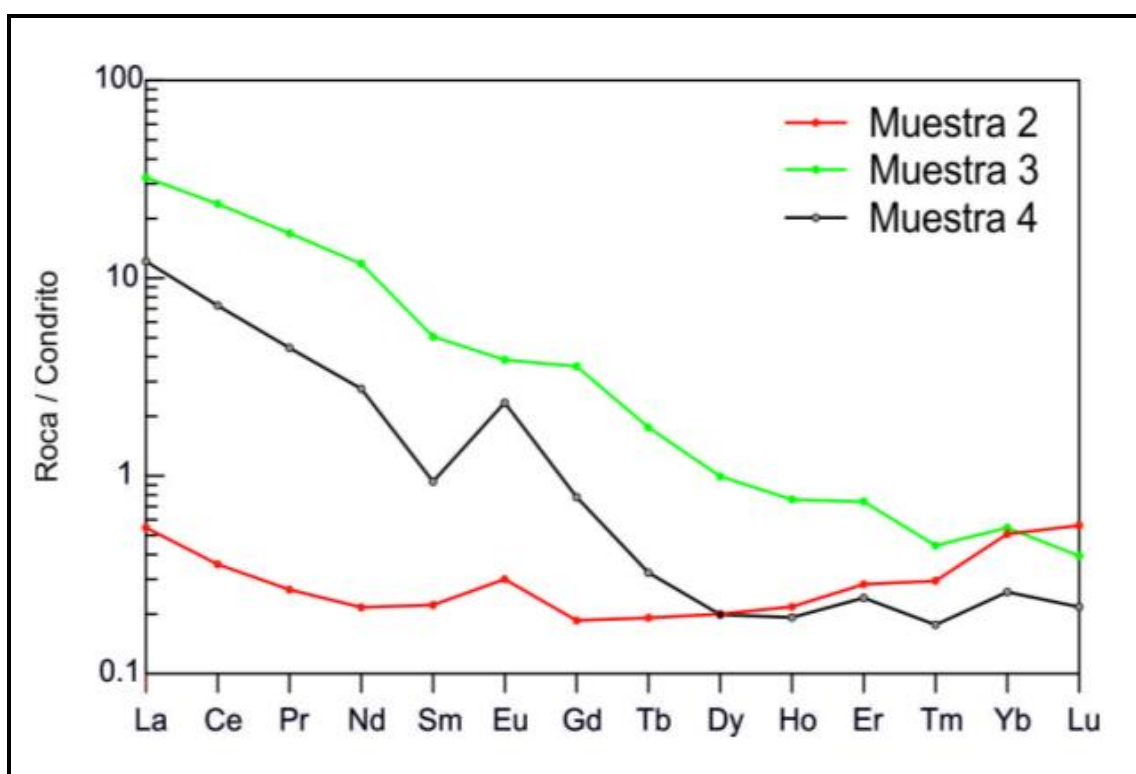


Figura 39. Diagrama de elementos traza para las tres muestras analizadas.

6. 4. ANÁLISIS ISOTÓPICOS

6.4.1. Material y Método

RELACIONES ISOTÓPICAS $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Las variaciones en la abundancia en isótopos se producen en gran medida por el mecanismo de fraccionamiento, donde un isótopo es preferencialmente incorporado en un mineral con respecto a otro; esta tendencia a escapar de un isótopo es inversamente proporcional a su masa. De ahí que los minerales que se forman en equilibrio en la naturaleza pueden ser usados como geotermómetros.

La relación inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) sirve como importante trazador genético. Los magmas derivados por fusión parcial de una roca fuente tienen alta relación Rb/Sr, o materiales contaminados, tales como vieja corteza continental, lo cual lleva en forma inherente una alta relación inicial. Cuando la roca fuente es el manto peridotítico, la relación Rb/Sr es baja y los magmas derivados tendrán baja relación inicial.

Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son una poderosa herramienta en la interpretación de la historia de las rocas ígneas. Otros isótopos como el Sm y el Nd muestran significativas ventajas sobre otros sistemas tales como Rb/Sr y U/Pb, porque el Sm y el Nd se encuentran en minerales como piroxenos y plagioclasas, y no están sujetos a perturbaciones químicas. Así, los procesos geológicos tales como deformación intracristalina y recristalización, que acompañan al metamorfismo y que pueden perturbar en forma importante a los sistemas abiertos Rb-Sr y U-Pb, no afectan al sistema Sm-Nd. La comparación de las relaciones isotópicas de Sr y Nd permite construir modelos de evolución magmática del manto, contaminación cortical, interacción entre magmas basálticos oceánicos y agua de mar que podía hacerse solo con los isótopos de Sr.

PROCESAMIENTO ISOTÓPICO DEL Pb

Para realizar el proceso de análisis en laboratorio se necesitan los siguientes materiales:

- HF: Ácido comercial Merck Pro-Analysi; bidestilado en el laboratorio para su utilización posterior mediante destilación '*sub-boiling*' en recipientes de Teflon.
- HCl: Ácido comercial Merck Pro-Analysi; bidestilado en el laboratorio para su utilización posterior, primero por evaporación superficial en destilador de cuarzo Heraeus y posteriormente mediante destilación '*sub-boiling*' en recipientes de Teflon.
- HNO₃: Ácido comercial Merck Pro-Analysi; bidestilado en el laboratorio para su utilización posterior, primero por evaporación superficial en destilador de cuarzo Heraeus y posteriormente mediante destilación '*sub-boiling*' en recipientes de Teflon.
- Agua Ultrapura: Agua tratada por electrodesionización (Millipore Elix) y a continuación mediante equipo NANO pure (Barnstead) hasta obtener una resistividad ≥ 18 M Ohms/cm; destilada posteriormente mediante destilación '*sub-boiling*' en recipientes de Teflon.
- Recipientes de Teflon PFA de Savillex en todos los casos.

Todas las manipulaciones de muestra y reactivos se efectúan en sala blanca.

Preparación de las muestras

Se recogen unos 100 mg de muestra que son pesados en una balanza analítica para su posterior disolución. La muestra se disuelve con HF al 48% y HNO₃ 7N durante 48 horas en recipientes de Savillex cerrados sobre placa calentadora a unos 200°C; se evapora la disolución llevándola a sequedad a unos 90°C sobre placa calentadora; se añaden 2 ml de HCl 6N y se deja durante una noche a 120°C; se lleva de nuevo a sequedad y se retoma el residuo con HCl 3,1N que se calienta durante unas 8-10 horas a 100°C.

Separación química

La separación química del Pb se realiza en columnas de intercambio iónico con resina Dowex 1-X-8, la cual al finalizar el proceso será desechado para minimizar las posibilidades

de contaminación en muestras subsecuentes. Las columnas empleadas son de reducidas dimensiones (ca. 4 x 0,5 cm) y fabricadas en Teflon PFA. Tras introducir la resina en la columna, el proceso de separación del Pb comienza con dos ciclos de limpieza, en los que se alternan H₂O y HCl 6N. Posteriormente se acondiciona la resina con HCl 3,1N, antes de introducir la muestra ya disuelta. Para eliminar gran parte del K, Al, Fe y otros elementos no deseables se añaden consecutivamente HCl 3,1N y HBr 0,3N. La extracción del Pb se efectúa con HCl 6N que es recogido en un recipiente de Savillex limpio y etiquetado.

Análisis instrumental

La medida de la composición isotópica del Pb se efectúa utilizando un espectrómetro de masas con fuente de plasma de alta resolución y multicolección (MC-ICP-MS) Neptune (*ThermoScientific*), y representa la media de 105 ciclos de medida simultánea y estática de masas en cajas de Faraday. La corrección del fraccionamiento de masas se realiza de manera interna mediante la adición de una cantidad determinada de Tl (Talio) a la muestra y el ajuste de las relaciones isotópicas medidas al valor $205\text{Tl}/203\text{Tl} = 2,3889$ según una ecuación exponencial.

La precisión de la medida viene indicada en la tabla como el doble del error estándar, en valor absoluto. La exactitud y reproducibilidad del método están confirmadas con la medida repetida del patrón isotópico de plomo NBS981.

Para los análisis se empleó 0,1 gr de polvo de roca de cada muestra. Las muestras fueron sometidas a una rutina de disolución y preconcentración empleando HNO₃ y HBr. La separación del Pb se realizó pasando las muestras diluidas por columnas de intercambio iónico con resina AG1-X8. Las relaciones isotópicas fueron medidas con un equipo ICP-MS multicolector Thermo NEPTUNE. El fraccionamiento de masas de los análisis fue corregido mediante la adición de una solución de Tl del material de referencia NBS-997 y la medida de

la relación de $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ (Walder *et al.*, 1993). Los protocolos detallados empleados son similares a los descritos por Chernysev *et al.* (2007).

6.4.2. Análisis y resultados: origen y edad estimada de las rocas

Se han realizado análisis de las relaciones isotópicas de Sr y Nd (Tabla 6). Las muestras 3 y 4 presentan valores actuales de las relaciones isotópicas similares. Por el contrario, la muestra 2 presenta un enriquecimiento en Sr radiogénico, con una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muy elevada (0,7778), lo que evidencia su protolito cortical muy enriquecido en Sr.

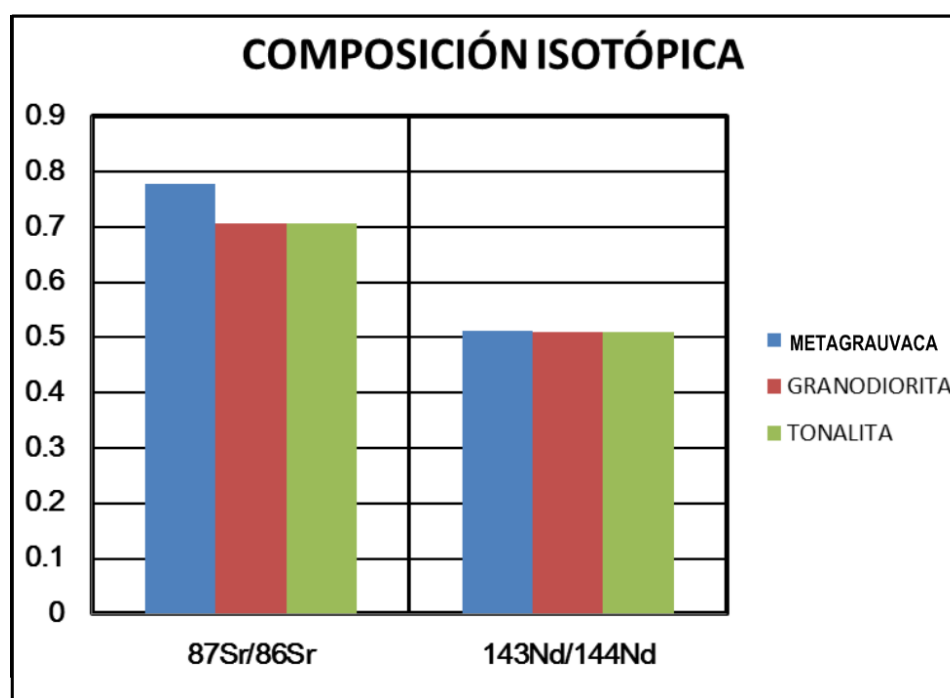


Tabla 6. Composición de la relación isotópica de las muestras 2, 3 y 4, respectivamente.

Desde un punto de vista geoquímico, las rocas 3 y 4 son similares a las rocas plutónicas de la suite Ndaoûas del Tasiast-Tijirit Terrane (Key *et al.*, 2008). Esta suite integra tonalitas y granodioritas con biotita, calcoalcalinas, con contenidos de SiO_2 que van de 65,8% a 77,5% y valores de álcalis de 5,8% a 9,1%, dentro de la serie medio-potásica a rica en potasio. Su relación de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ es de 0,510479 y tienen una edad modelo T_{DM} de 3.079 Ma. Estos granitoides han sido datados mediante circones y la edad obtenida es de

2,9 Ga. Teniendo en cuenta lo expuesto, es razonable suponer que las rocas estudiadas corresponden a la suite Ndaoûas. Así, si se considera una edad para estas rocas de 2,9 Ga y una edad modelo T_{DM} de 3.079 Ma, su origen corresponde a una corteza antigua (~3,1 Ga) caracterizada por unas relaciones Sm/Nd y Rb/Sr bajas (White, 2013). Por otra parte, la metagrauvaca (muestra 2) deriva de un protolito cortical muy rico en Rb/Sr.

Se seleccionaron 3 de las 4 muestras estudiadas (muestras 2, 3 y 4) para determinar las relaciones isotópicas de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Los análisis fueron realizados en el Laboratorio de Geocronología y Geoquímica Isotópica IBERCRON de la Universidad del País Vasco (España). Para los análisis se empleó 0,1 gr de polvo de roca de cada muestra. Las muestras fueron sometidas a una rutina de disolución y preconcentración empleando HNO_3 y HBr . La separación del Pb se realizó pasando las muestras diluidas por columnas de intercambio iónico con resina AG1-X8. Las relaciones isotópicas fueron medidas con un equipo ICP-MS multicolector Thermo NEPTUNE. El fraccionamiento de masas de los análisis fue corregido mediante la adición de una solución de Tl del material de referencia NBS-997 y la medida de la relación de $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ (Walder *et al.*, 1993). Los protocolos detallados empleados son similares a los descritos por Chernysev *et al.* (2007). La precisión de los resultados ha sido confirmada por el análisis, en las mismas condiciones analíticas, del material de referencia NBS-981, cuyos resultados y desviación estándar (2SE) son $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9442 \pm 0.0023$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5016 \pm 0.0024$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7291 \pm 0.0059$, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.16765 \pm 0.00005$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.91486 \pm 0.00002$ (n = 2).

Las relaciones isotópicas de Pb obtenidas (Tabla 7) son los primeros resultados presentados en las rocas del Tasiast-Tijirit Terrane. Las relaciones isotópicas de la muestra

2 (metagrauvaca) son mucho más elevadas que las de las muestras 3 y 4 (granodiorita y tonalita, respectivamente) que son similares entre sí.

Muestra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(2SE)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(2SE)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(2SE)	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	(2SE)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	(2SE)
2	71,7011	0,0026	27,3775	0,0011	40,2124	0,0018	0,56083	0,00001	0,38183	0,00000
3	16,7778	0,0005	15,3381	0,0005	41,4097	0,0016	2,46812	0,00004	0,91419	0,00001
4	16,2418	0,0007	15,6842	0,0007	35,0745	0,0018	2,15951	0,00004	0,96567	0,00001

Tabla 7. Composición isotópica de Pb de muestras seleccionadas.

Así, las composiciones muy radiogénicas de la muestra 2 son coherentes con el origen metagrauvaca a partir de la corteza continental superior, que está notablemente enriquecida en U y Th (Rollinson, 1992). Por otro lado, las muestras 3 y 4 presentan relaciones isotópicas muy bajas, propias de rocas de la corteza continental inferior y son comparables a rocas granulíticas antiguas (Rollinson, 1992 y referencias que contiene).

Capítulo 7

GEOFÍSICA

7.1. INTRODUCCIÓN

La técnica de tomografía eléctrica es una modalidad de prospección que se encarga de estudiar el terreno mediante la toma de valores de resistencia que el medio geológico ofrece al paso de la corriente eléctrica. El parámetro físico que se mide es la resistividad eléctrica aparente de los materiales del subsuelo y en la interpretación final se obtienen como resultado imágenes de alta resolución, tanto en dos dimensiones (2D) como en tres dimensiones (3D), que dependen en gran medida de las características geológicas del terreno. Esta técnica ha sido usada de forma exitosa para resolver un gran abanico de problemas de índole geológica, hidrogeológica y estratigráfica, como prospección de recursos hídricos subterráneos (Ogilvy *et al.*, 1999), o en el campo de las investigaciones de estructuras geológicas (Suzuki *et al.*, 2000).

La aplicación de esta técnica a los estudios de naturaleza hidrogeológica ha sido de mucha utilidad para la localización, modelación y caracterización de acuíferos en muchas regiones del mundo; ejemplo de ello lo constituyen, entre otros, los siguientes trabajos: Astier (1982), Barker (2004) (1996), Aracil (2001), Owen *et al.* (2005), Muñoz *et al.* (2007). La aplicación de este método en el territorio del Sahara Occidental es muy novedosa, de manera que constituye presuntamente el primero de su tipo aplicado a la búsqueda de recursos hídricos. No obstante, hay otros trabajos de índole geofísica realizados en otras partes de este territorio, como los realizados por Olaiz *et al.* (2009), con la aplicación del método electromagnético de inducción ligero EM-34 para la prospección hidrogeológica en zonas áridas de baja permeabilidad en Tifariti (Sahara Occidental). Otro estudio es el realizado por Ron (2009); Torres (2009), con la aplicación del método de sondeo eléctrico vertical (SEV), para la caracterización geológica e hidrogeológica de la zona norte del Sahara Occidental.

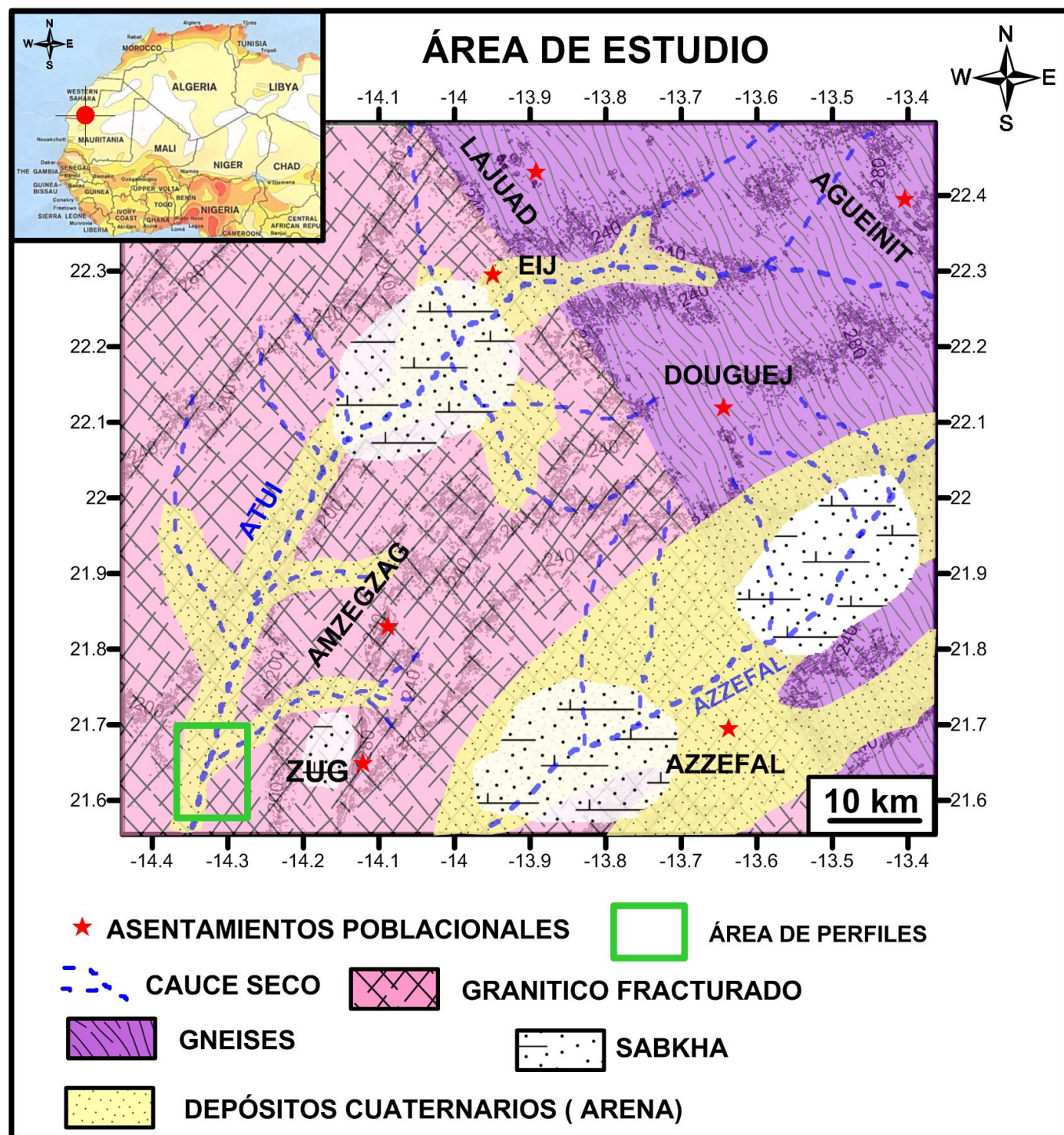


Figura 40. Mapa geológico de la zona de estudio. Este mapa está basado en el de Alía (1952) con modificaciones cartográficas realizadas en el campo durante la realización del presente trabajo.

El presente trabajo se realizó en el extremo sureste del territorio saharauí, con el objetivo de localizar posibles acuíferos en zonas de granito muy alterado, mediante la aplicación del método de tomografía eléctrica en 2D. La zona más favorable en toda el área de estudio se localiza 10 km al oeste del dique de Zug (Fig. 40), coincidiendo con una zona de acumulación de agua durante los periodos de lluvia. A diferencia de otros lugares, en esta área el agua acumulada no llega a formar *sabkhas*, debido a la elevada fracturación de la zona; ello ayuda a que las aguas percolen con mayor facilidad a través de las fracturas, permitiendo que a través de la tomografía se puedan obtener los mejores resultados, producto del contraste de resistividades entre los materiales graníticos y las arenas que se acumulan en estas fracturas tras ser transportadas por el agua durante los diferentes episodios de lluvias.

Existe una relación directa entre el número de electrodos, la resolución del perfil y la profundidad de penetración. Esta profundidad depende en gran medida del total de electrodos y la separación entre los mismos. Durante la campaña de campo hemos podido estimar la profundidad a la que se encuentra el nivel freático en toda el área de estudio, que oscila entre los 10 y los 60 m. En base a esto se ha tomado la configuración empleada en este trabajo. En la zona se procedió a la realización de un total de ocho perfiles, de los cuales siete son del método Wenner-Schlumberger y uno del método dipolo-dipolo, con un espaciado entre electrodos de 5 m.

7.2. DATOS PREVIOS

Los trabajos de prospección con el empleo de técnicas de geofísica aplicada precisan de un estudio previo detallado de la zona para la localización de las áreas más favorables en las que se va a efectuar el estudio geofísico de detalle. Estas zonas son especialmente las de fracturas que cubren grandes superficies. En nuestro caso tuvimos que optimizar los

perfiles debido a la escasez de tiempo de la que dispusimos, y para ello tuvimos que desarrollar las tareas siguientes con el objetivo de localizar las zonas más favorables:

- 1: Modelo Digital de Elevación (MDE), con resolución de 30 metros, facilitado por el ASTER GDEM (<http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/search.jsp>)
- 2: Mapa Geológico del Sahara Español (Alía, 1952)
- 3: Inventario de puntos de agua tomados en distintas campañas de campo
- 4: Imágenes de barrido de satélite LANDSAT ETM+ (<http://glcfapp.glc.f.umd.edu:8080/esdi/>)

Una imagen LANDSAT 7 ETM+ está compuesta por 8 bandas espectrales que pueden ser combinadas de distintas formas para obtener unas variadas composiciones de color según las opciones de procesamiento empleadas. El amplio desarrollo de las características geométricas, radiométricas y una mayor resolución espacial de la banda térmica para 60 m hacen del LANDSAT 7 ETM+ uno de los satélites más importantes para la generación de imágenes con aplicaciones directas hasta una escala de 1:25.000, principalmente en áreas rurales o territorios de grandes extensiones. Con estas imágenes se genera una imagen de falso color o RGB, que se obtiene como resultado de la combinación de tres bandas de información para formar una imagen en color. Con este tipo de combinaciones se pretende extraer o resaltar la información en función de los colores resultantes (Chuvieco *et al.*, 2010). En nuestro caso se procedió primero a la adquisición de imágenes del satélite LANDSAT 7 ETM+, facilitadas por la Universidad de Maryland (Estado Unidos). No disponemos de imágenes aéreas directas del área de estudio. Además las imágenes de satélite cubren grandes superficies de terreno, lo cual nos ayuda a localizar las zonas de grandes fracturas que se extienden por kilómetros. El procesado de estas bandas se realizó con programas informáticos como *Idrisi Andes* y *Arcgis 10*, con la combinación de las bandas 742, aplicada para la diferenciación de estructuras geológicas en el terreno (Chuvieco, 1996). Tras aplicar

este tratamiento de bandas, se ha podido localizar la zona más favorable para llevar a cabo el trabajo de geofísica.

Como resultado de este procesamiento se han obtenido diferentes mapas de la zona de estudio (Figs. 41 y 42), donde se localizan los puntos de emplazamiento de los ocho perfiles ejecutados durante la campaña de campo, cuyo detalle e interpretación se exponen más adelante, en el apartado 7.8 de este mismo capítulo.

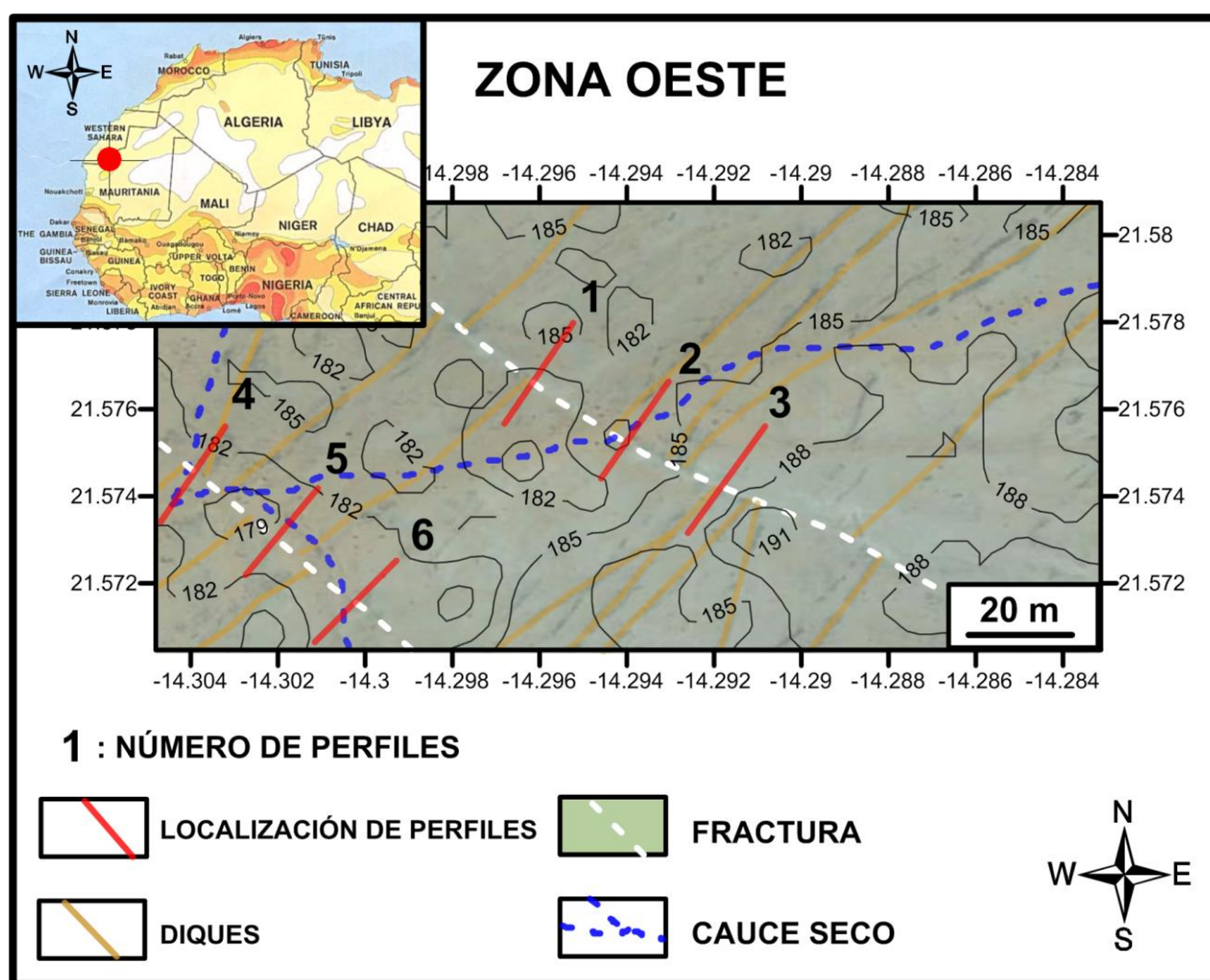


Figura 41. Localización de perfiles de la zona oeste sobre el modelo digital de elevación e imagen RGB de área de estudio.

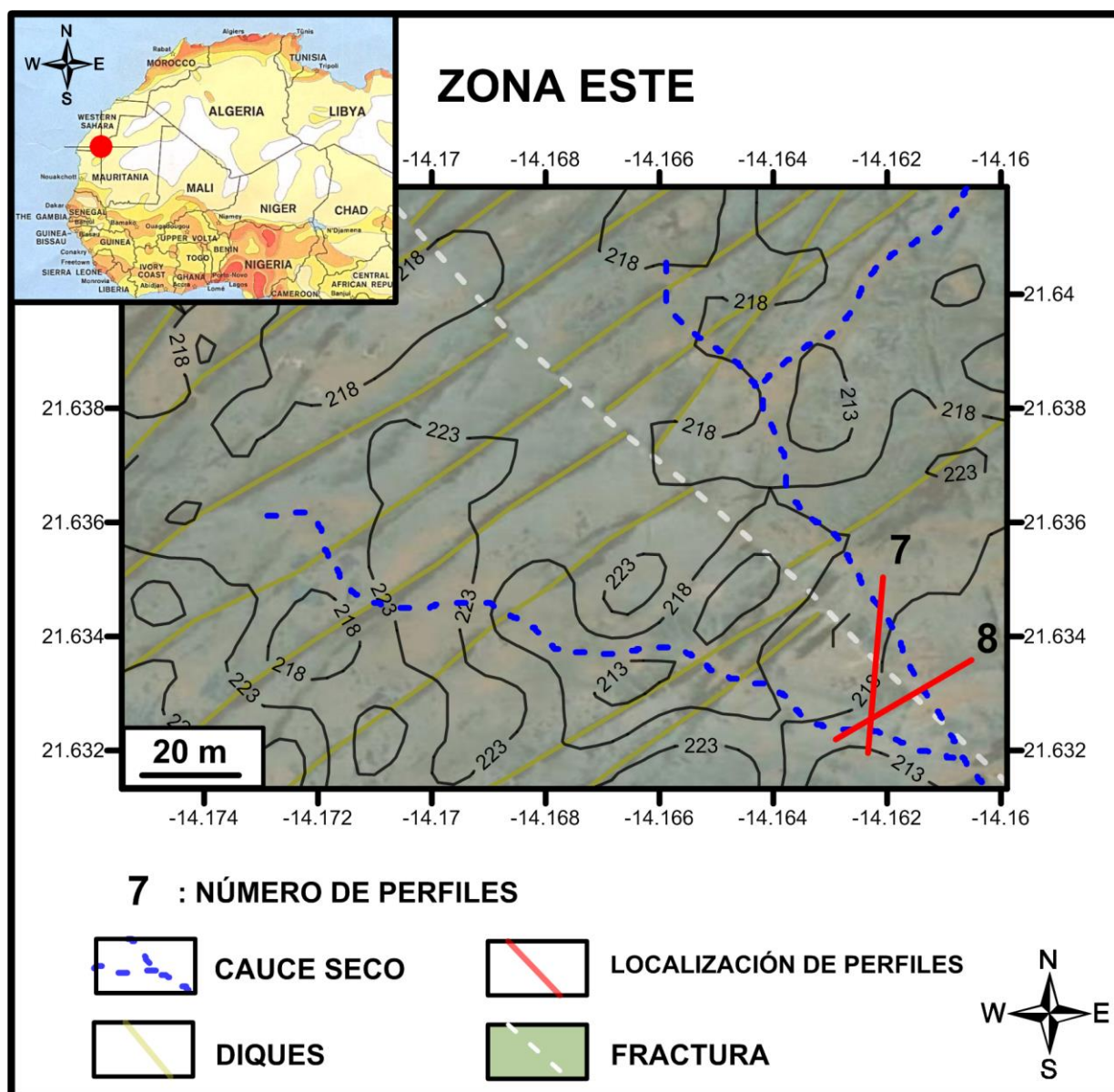


Figura 42. Localización de perfiles de la zona este sobre el modelo digital de elevación e imagen RGB de área de estudio.

7.3. MÉTODOS ELÉCTRICOS

Los métodos eléctricos en general son aquellos que se emplean para el estudio y caracterización de las propiedades eléctricas de los distintos estratos geológicos, basándose en la respuesta del terreno ante el paso por él de una corriente eléctrica continua. El

parámetro físico principal que se controla mediante la ejecución de estos métodos es el de resistividad eléctrica (ρ); a partir de los valores que arroja este parámetro se hacen las interpretaciones finales que van ligadas fundamentalmente a un conocimiento previo de las características geológicas de la zona de estudio. En general la resistividad es una propiedad intrínseca de las diferentes rocas y depende en gran medida de las características litológicas del medio y el contenido de agua que puede estar presente en él.

Fue Archie (1942) quien utilizó por primera vez la variación de la resistividad eléctrica del terreno como ayuda para determinar las características de un yacimiento con agua. Mediante la expresión siguiente, denominada ecuación de Archie para la saturación de agua, estableció una relación entre la resistividad de las formaciones (ρ) y su porosidad (ϕ) y el contenido de saturación en agua (s):

$$\rho = a\phi^m s^n \rho_w$$

Donde s representa la saturación de los poros existentes en la roca y a , m y n son coeficientes experimentales.

En los métodos eléctricos la medida de resistividad del subsuelo se lleva a cabo de la manera siguiente:

- Se introduce una corriente con una intensidad I continua, mediante electrodos, denominados A y B , que están conectados a una fuente de energía.
- Se procede a la medición de la diferencia de potencial ΔV , generada por el paso de la corriente, entre los electrodos M y N .
- Como resultado de los pasos anteriores, se procede al cálculo de la resistividad del espesor de los estratos afectados por el paso de la corriente.

El valor de resistividad eléctrica que se obtiene como resultado de los pasos anteriores no se corresponde con una unidad litológica propiamente dicha, sino que representa la

respuesta de los diferentes materiales afectados por el paso de corriente a través de ellos. Ese valor está representado por la resistividad aparente (ρ_a), la cual se expresa de la forma siguiente:

$$\rho_a = K(\Delta V/I)$$

Donde K es una constante que depende de la configuración geométrica del dispositivo, particularmente del espaciado entre los electrodos. Al modificar la configuración y el espaciado entre los electrodos se puede alcanzar más profundidad y mayor calidad en los estudios a realizar.

7.4. TIPOS DE MÉTODOS ELÉCTRICOS

Dentro de los trabajos de geofísica aplicada a la prospección de recursos hídricos destacan por su calidad y fácil ejecución los métodos eléctricos. Dentro de estos, los métodos de sondeo eléctrico vertical (SEV) y el método de tomografía eléctrica son los más utilizados en estas labores. Ambos métodos son explicados brevemente para entender la labor que se ha llevado a cabo en el campo.

7.4.1. Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)

Este método se basa, al igual que todos los demás métodos eléctricos, en la inyección de corriente continua en el terreno mediante electrodos. La variación de la distancia entre los electrodos **A** y **B** con referencia siempre al punto central se comporta de forma constante, para medir la resistividad en cada punto. La resistividad aparente que se calcula se corresponderá con los mayores espesores según se van separando los electrodos. En este método la configuración más empleada es la de Schlumberger, aunque existen otras, como la de Wenner-Schlumberger. En el sondeo eléctrico vertical los resultados que se

obtienen están representados por la variación de la resistividad en profundidad con respecto al punto central.

7.4.2. Método de Tomografía Eléctrica

El método de Tomografía Eléctrica es otra técnica de investigación de la resistividad. Utiliza las medidas de las resistividades de los materiales geológicos subsuperficiales para determinar su espesor y profundidad (Telford *et al.*, 1990; Reynolds, 1997). Este método precisa de la utilización de un equipo de prospección geoeléctrica compuesto en esencia por un generador de corriente con un miliamperímetro (transmisor), un milivoltímetro (receptor), electrodos de acero y cobre, cables especiales y un sistema de almacenamiento de datos.

El reto de la tomografía eléctrica es el de estimar la distribución de resistividad ($\rho = 1/\sigma$) de una sección del subsuelo a partir de mediciones de corriente y tensión registradas sobre la superficie. La resistividad del subsuelo varía de acuerdo con el contenido, clase y distribución de minerales y fluidos, y también conforme a su porosidad y grado de saturación de agua (Loke y Dahlin, 2002); así pues, se trata de un parámetro estrechamente vinculado a la naturaleza de los distintos materiales geológicos allí presentes (Tabla 8).

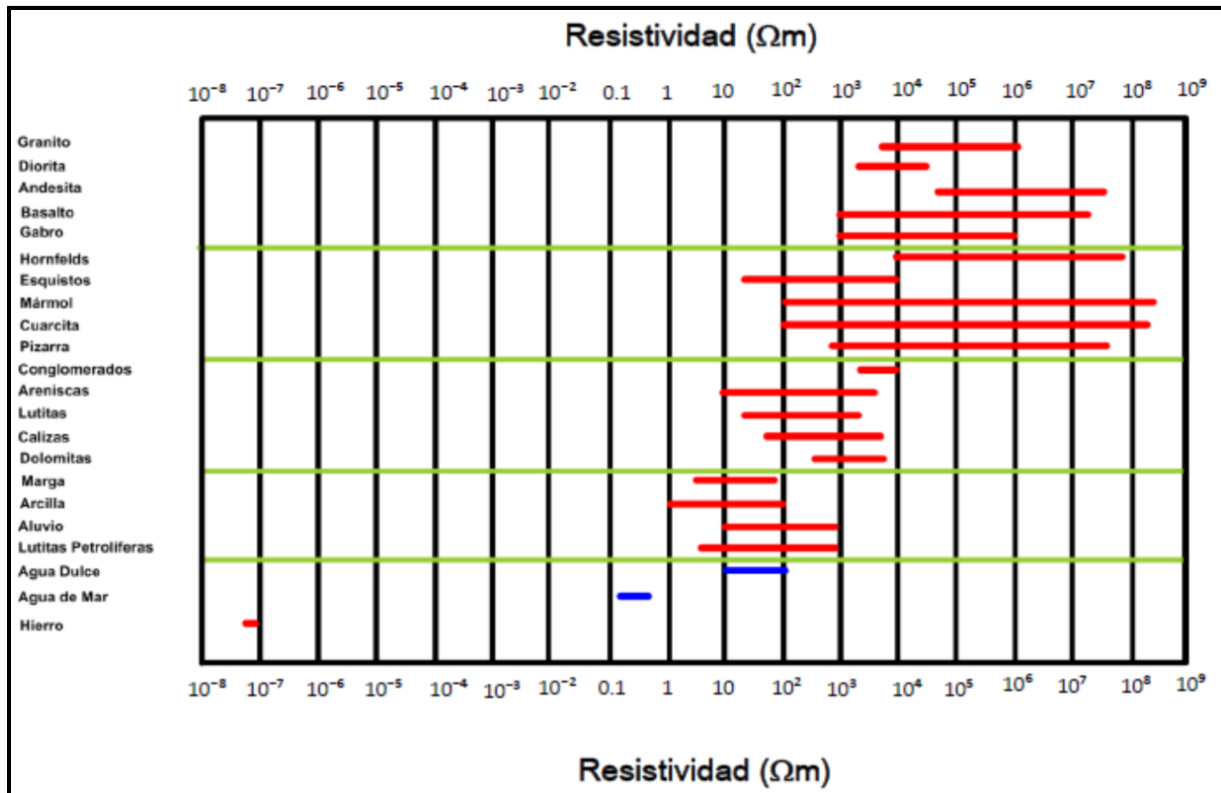


Tabla 8. Valores de resistividades para diferentes tipos de materiales (modificado de Coduto, 1999).

De esta forma, con ayuda de esta técnica de SEV se puede conocer la variación de la resistividad con la profundidad y, por ende, una aproximación a la estructura y configuración geológica del subsuelo, haciendo pasar la corriente por dos electrodos que se encuentran cada vez a una mayor distancia entre sí y simultáneamente medir el potencial por un par de electrodos fijos, como ya se indicó con anterioridad.

La tomografía eléctrica es una variante del método convencional de resistividad; su diferencia con el SEV radica en que los electrodos se disponen a una distancia constante a lo largo de la zona a investigar. Así, en vez de obtener un valor puntual del espesor de los materiales con la profundidad como en el SEV, se obtiene tanto la variación del espesor como el cambio de la resistividad de los materiales con la distancia horizontal, siendo la profundidad de investigación menor que en el SEV, si bien la resolución horizontal es mejor.

Con la tomografía eléctrica es posible el uso de diferentes configuraciones de electrodos, donde todas tienen como elemento común la constancia en el espaciado entre estos, disponiéndose todos ellos a lo largo de una línea recta de manera tal que cuando las medidas de resistividad se realizan entre electrodos próximos la profundidad de investigación es pequeña, pero cuando se realiza entre electrodos muy separados la profundidad de investigación aumenta.

De esta forma se obtiene un perfil bidimensional en el que se disponen los valores de resistividad en una malla uniforme o no, dependiendo del objetivo. En función del espaciado entre electrodos puede establecerse un compromiso entre profundidad de investigación y resolución. A mayor espaciado de electrodos, la profundidad alcanzada es mayor, pero la resolución disminuye.

Los valores de resistividad se transforman entonces en un perfil geológico mediante un proceso de inversión, consistente en obtener el modelo matemático cuya resistividad teórica sea la que mejor se ajuste a la resistividad observada (es decir, que minimice el error cuadrático medio entre ambas); esto se logra mediante un proceso iterativo. Ya que la resistividad depende de la naturaleza de los materiales, mediante la información geológica disponible es posible determinar, a partir de dicha distribución de resistividades, el tipo de material (arenas, arcillas, sedimentos carbonatados, basamento existente bajo la superficie topográfica, etc.). Este método de prospección es especialmente útil para la determinación de las zonas donde pueden existir acumulaciones de agua en el subsuelo (Porres, 2003; Sree *et al.*, 2001; Zhou *et al.*, 1999).

La prospección geoelectrica resulta bastante rápida de realizar y de bajo costo. Los datos obtenidos son interpretados mediante un software específico que permite determinar la geometría y los espesores de las unidades con diferentes resistividades mediante un proceso de inversión de datos conseguidos en el campo. Dicho proceso es rápido y permite

obtener resultados con bastante fiabilidad si se dispone de información geológica previa acerca de la naturaleza de los materiales en la zona (Telford *et al.*, 1990; Reynolds, 1997).

El resultado obtenido mediante la técnica de tomografía eléctrica es una Imagen Geoelectrica o Sección de Resistividad de Alta Resolución, con una muy buena aproximación del modelo de resistividades y profundidades verdaderas del subsuelo, resultado que puede ser, en la mayoría de los casos, constatado con las observaciones de campo y datos de perforación.

Algunas ventajas que proporciona la aplicación de la tomografía eléctrica en comparación con otros métodos eléctricos son:

- una alta resolución para pequeñas profundidades.
- la cobertura de campo es considerablemente mayor que la lograda con los métodos tradicionales.
- la obtención de un producto final de una comprensión muy fácil por los especialistas.

7.5. FUNDAMENTOS DE LA RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

Al introducir corriente eléctrica en los estratos que componen un determinado terreno esta se propaga en el subsuelo de tres formas diferentes entre sí:

1. Conducción dieléctrica (relacionada con los materiales que poseen una baja capacidad de conducir corriente eléctrica, que en la mayoría de los casos actúan como aislantes).
2. Conducción electrónica (relacionada con metales y con electrones libres capaces de conducir y generar campos eléctricos).

3. Conducción electrolítica (relacionada con el movimiento iónico en los fluidos presentes en el terreno). Constituye la forma más importante para la propagación de la corriente eléctrica en el terreno, y en ella se basa el método de resistividad.

Tomando un terreno determinado con propiedades homogéneas, al someterlo a una intensidad de corriente determinada I_p , obtendremos un valor de potencial V diferente en un punto situado a una distancia r con respecto al punto de entrada de corriente eléctrica.

$$V = \frac{I_p}{2\pi r} \quad [1.1]$$

Para una distribución de electrodos estándar, donde los electrodos **A** y **B** son electrodos de corriente y **M** y **N** son de potencial eléctrico, para la medición de la variación de potencial en los electrodos **M** y **N**, y basándonos en la ecuación [1.1], obtendremos la siguiente expresión:

$$V_M = \frac{I_p}{2\pi} \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right] \quad \text{y} \quad V_N = \frac{I_p}{2\pi} \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right] \quad [1.2]$$

Partiendo de estas expresiones [1.2], procedemos a determinar el valor de la diferencia de potencial ΔV entre los electrodos **M** y **N**.

$$\Delta V_{MN} = \frac{I_p}{2\pi} \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right] \quad [1.3]$$

Como habíamos expresado con anterioridad, la resistividad no es más que la dificultad que enfrenta la corriente para atravesar un estrato de un material dado, por lo cual para determinar el valor de la resistividad (p_a) en un punto medio del dispositivo, pasamos a despejar esta de la ecuación anterior [1.3], quedando expresada de esta manera:

$$p_a = \frac{\Delta V}{I} k \quad [1.4]$$

Donde k es el factor de penetración, que depende de forma directa del espaciado entre los electrodos:

$$k = 2\pi / \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad [1.5]$$

En la ecuación [1.4], los valores de resistividad que se obtienen como resultado del cálculo son valores de resistividad aparente, y no la real. Esto se debe a que los suelos tienen una composición variable, lo cual hace que la corriente eléctrica inducida afecte de manera directa a distintas capas, de forma que los valores de resistividad media corresponderán a un valor medio entre todos los de resistividad registrada. Cuando el suelo es homogéneo y para profundidades de investigación muy someras, los resultados de resistividad obtenidos se asemejan mucho a los de la resistividad real.

7.6. CONFIGURACIONES ELECTRÓDICAS

En el presente apartado se explican las configuraciones electródicas más comunes para justificar aquella por la que hemos optado en este trabajo. La disposición de los electrodos constituye uno de los elementos más destacados en la tomografía eléctrica; de la ubicación de estos y del material constituyente del suelo, las características que se pretenda observar y la profundidad a la que se quiera llegar se obtendrían unos determinados valores de resistividad debido a que el suelo y el subsuelo actúan como impedancia. De ahí que la modificación del espaciado entre electrodos influya de forma directa en el cociente entre la tensión y la intensidad de corriente en el suelo (impedancia).

La penetración de la corriente dependerá en gran medida de la disposición de los electrodos. El aumento del espaciado entre los electrodos de emisión de corriente trae consigo un incremento en los valores de impedancia, cubriendo un volumen mayor de material, y aumenta la profundidad de penetración de corriente y crece de forma exponencial la profundidad de exploración. Esto se traduce en un aumento sustancial en la cantidad de corriente eléctrica necesaria para realizar la prospección.

Conforme a la resolución de resistividad tanto vertical como horizontal requerida, la profundidad de prospección a la que se quiera llegar con el estudio y el contexto geológico de la zona a estudiar, se puede ajustar el espaciado entre electrodos. En nuestro caso se han utilizado los métodos dipolo-dipolo y Wenner-Schlumberger, debido a su resolución tanto lateral como en profundidad. También se ha utilizado un espaciado de 5 m entre los electrodos. A continuación se describen las características de cada uno.

7.6.1. Método Dipolo-Dipolo

Este método constituye uno de los más importantes en la prospección geoelectrica; se caracteriza por presentar el mismo espaciado (d), tanto entre los electrodos de corriente como los electrodos de potencial, mientras que la distancia entre los centros del par de electrodos es $(n + 1) d$ (Fig. 43). Esta variación geométrica se expresa como el decaimiento de forma inversa al cubo del factor n en la diferencia de potencial en los electrodos **M** y **N**, y por lo tanto será débil en caso de usarse grandes valores de n , donde el factor geométrico queda expresado de la forma siguiente:

$$k = \pi n (n+d) (n+1) d \quad [1.6]$$

De modo general, a mayor separación entre dipolos la profundidad será mayor. Para contrarrestar la desventaja cuando la separación entre los dipolos es grande, se incrementa el valor de d con lo que el valor de n puede disminuirse. Este método es más sensible a variaciones de resistividad por debajo de cada par de dipolos. La configuración resulta muy sensible a los cambios horizontales en la resistividad y, por tanto, muy bueno para investigar estructuras verticales como zonas de acumulación de agua en fracturas (Orellana, 1982).

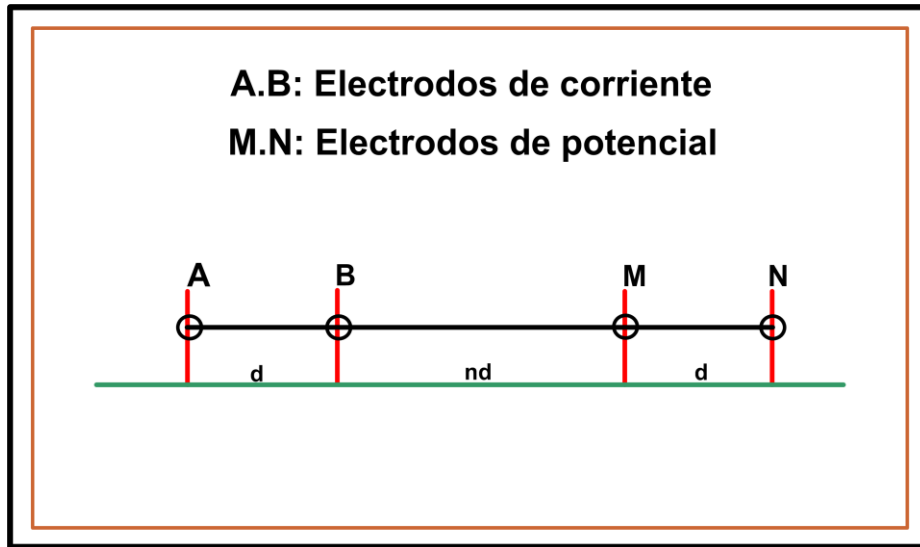


Figura 43. Disposición de electrodos para el método Dipolo-Dipolo.

7.6.2. Método de Wenner-Schlumberger

En el método de Wenner-Schlumberger (Fig. 44) el espaciado entre electrodos de corriente experimenta un aumento progresivo durante el proceso de medición; este método constituye una modificación del método de Wenner (Loke, 2004; Dahlin y Zhou, 2004), donde su factor geométrico queda expresado como:

$$k = \pi n (n+1) d \quad [1.7]$$

Como resultado de este factor se deduce que la intensidad de la señal será inversa al cuadrado de n , por lo cual será más alta que en el caso del método Dipolo-Dipolo. En regiones donde pueden encontrarse estructuras tanto verticales como horizontales, este método resulta sensible a variaciones verticales de resistividad, mientras que para valores de n más grandes, es bastante sensible a variaciones horizontales.

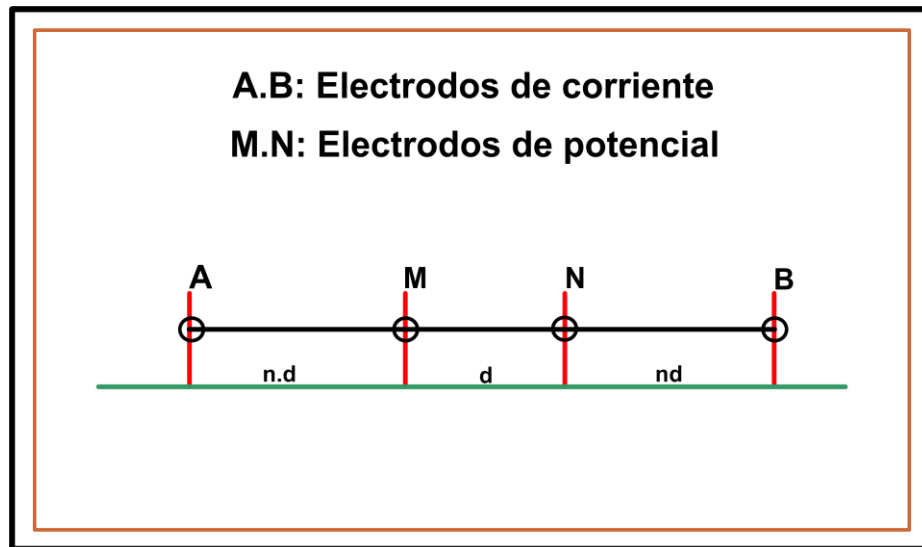


Figura 44. Disposición de electrodos para el método de Wenner-Schlumberger.

7.7. EQUIPO Y MEDICIÓN

Las mediciones fueron realizadas con un georresistivímetro Syscal R1 Switch 48 (Iris), que puede conectarse a una configuración lineal de 48 electrodos, con un espaciado entre electrodos de 5 m, una potencia de 200 Watts, una intensidad de 2,5 Amperios y una tensión de 600 voltios. El método de funcionamiento del equipo consiste en la conexión de los electrodos a la parte posterior del resistivímetro por medio de dos cables similares a los utilizados en sismica, con 24 conexiones cada uno. La longitud cubierta por el perfil geoelectrico fue de unos 220 m de longitud.

El resistivímetro puede automáticamente realizar conjuntos predeterminados de mediciones de acuerdo con el tipo de configuración elegido; en nuestro caso las configuraciones elegidas han sido Dipolo-Dipolo y Wenner-Schlumberger. Este conjunto predeterminado provee una lectura directa de la corriente inyectada, diferencia de potencial, ubicación de los electrodos y resistividad aparente. Los parámetros geométricos n (nivel) y d (espaciamiento de los electrodos) son asignados de acuerdo con la profundidad máxima de investigación. En nuestro caso los anteriores parámetros están limitados por la naturaleza

geológica de la zona; al ser una zona constituida en mayor parte por material granítico, la profundidad de investigación está acorde al modelo teórico, y no depende de las fracturas.

Los equipos utilizados proceden de la empresa INEMA Ingenieros Asesores SL y la campaña de campo tuvo lugar entre los días 1 y 13 de abril del 2011. Para esta tarea se contó con la ayuda de Kinti Mahmud del Departamento de Hidráulica de la RASD, la Unidad Militar número 7 del ejército saharauí y Rafael Jordá Bordehore, de *Geosolidarios*.

7.8. RESULTADOS DE INVERSIÓN DE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA (2D)

PERFIL 1.

El perfil P1 se localiza en la parte norte de la zona oeste del área estudiada (Fig. 41), formando parte de una banda de cuatro perfiles sucesivos, que poseen un espaciado entre sí de algo más de 20 m. Se extiende de forma paralela al cauce seco de Atui y atraviesa de forma perpendicular la fractura que corta dicho cauce. La longitud del perfil de tomografía eléctrica (2D) es de 220 m, con una profundidad de investigación de unos 50 m y está generada sobre la base de mediciones de resistividad obtenidas mediante el método Wenner-Schlumberger (Fig. 45).

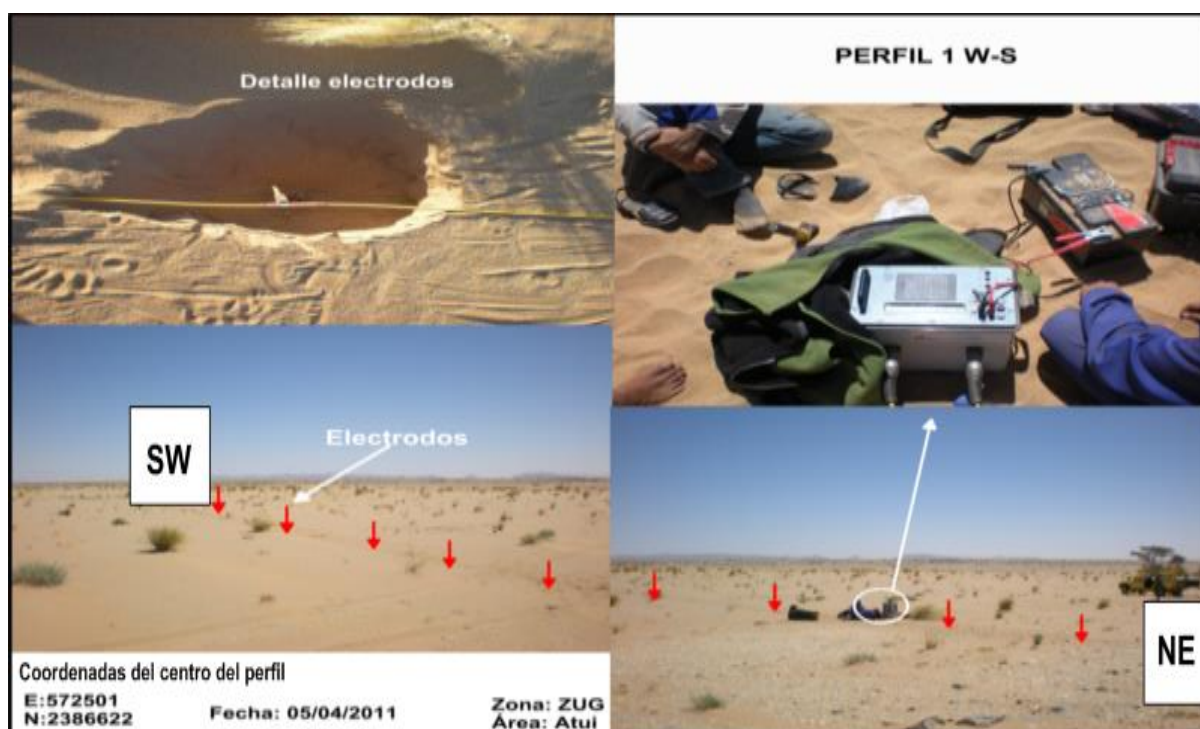


Figura 45. Fotos de campo tomadas el 05/04/2011, correspondientes al perfil 1. Las flechas de color rojo representan los electrodos ubicados a lo largo de la proyección del perfil. El área está cubierta en su mayor parte por depósitos de arena de origen eólico, que cubren todo el cauce seco de Atui. Ver Figuras 40 y 41 para su localización.

El perfil se caracteriza por presentar una calidad aceptable en cuanto a las mediciones registradas. La orientación del perfil va del SW, donde está anclado el electrodo número uno, hacia el NE, donde se encuentra anclado el electrodo número cuarenta y ocho. Los valores de resistividad varían entre 18,5 y 1.335 Ω m a lo largo de todo el perfil (Fig. 46); entre 0 y 120 m se observa una disminución acentuada en los valores de resistividad, principalmente cerca de la superficie coincidiendo con el cauce principal de Atui. Este fenómeno tiene su explicación en el precario desarrollo de la red fluvial, lo cual da lugar a que durante los periodos de lluvias torrenciales el agua se acumule en los cauces secos; parte de estas aguas se infiltra en suelo y la otra parte es sometida a procesos de evaporación debido a las elevadas temperaturas de la zona.

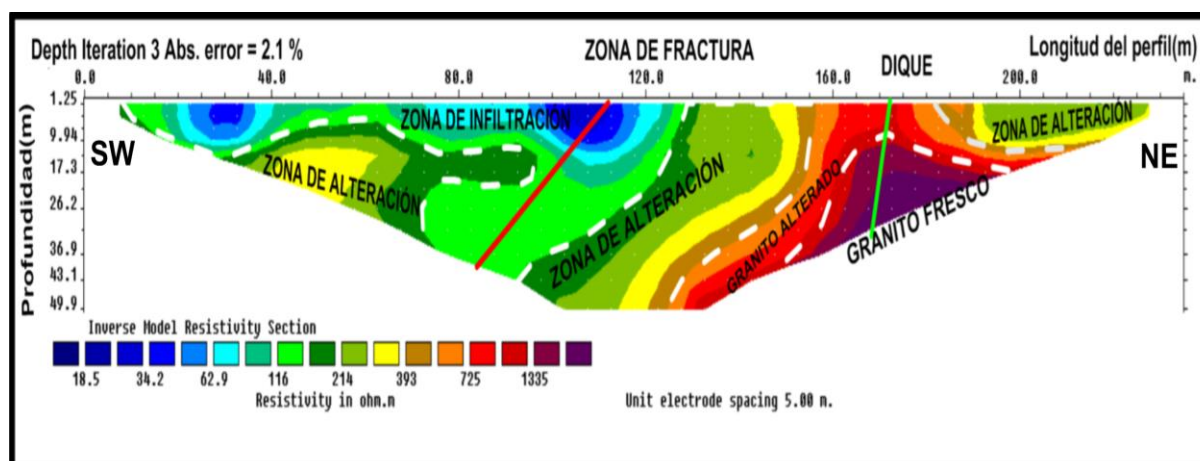


Figura 46. Perfil 1 (método Wenner-Schlumberger; separación fija de 5 m entre electrodos). El perfil se localiza en la ribera norte del cauce seco de Atui. Se puede apreciar con claridad la zona de fractura, debido a la variación en los valores de resistividad. Ver Figuras 40 y 41 para su localización.

Durante este proceso se generan pequeñas costras de sal, que son posteriormente cubiertas por bancos de arena de naturaleza eólica. Debido a las variaciones bruscas de temperatura entre el día y la noche, se generan pequeñas brumas durante las mañanas. La humedad de estas brumas es retenida por los fragmentos de arena presentes en el cauce, debido a su elevada capilaridad, dejando así un cierto grado de humedad debajo de los primeros centímetros de arena. Esta humedad, unida a las concentraciones de sal, constituye la causa principal por la que los valores de resistividad presentan un descenso brusco en los primeros metros desde la superficie.

Por debajo de los 9 m de profundidad se puede observar cómo los valores de resistividad adquieren un valor ascendente en profundidad y una variación lateral considerable. Esta variación lateral coincide con la zona de fractura, que a su vez constituye la zona de infiltración de agua por excelencia; aquí los valores de resistividad rondan los 100 Ω m, coincidiendo de esta manera con los valores asignados al agua dulce por Coduto (1999). Más hacia el este, entre los 130 y 190 m los valores de resistividad sobrepasan los 1.000 Ω m, coincidiendo de esta manera con el área donde aflora un dique de granito. Más aún hacia el este, y por encima de los 200 m, los valores de resistividad vuelven a descender hasta los 200 Ω m.

PERFIL 2.

El perfil 2 se localiza en el cauce seco de Atui, a algo más de 200 m del perfil anterior (Fig. 41); este perfil de tomografía eléctrica 2D cubre una línea de 235 m de longitud (Fig. 47) y alcanza una profundidad de exploración de unos 50 m. Está generado igualmente sobre la base del método de tomografía eléctrica tipo Wenner-Schlumberger.

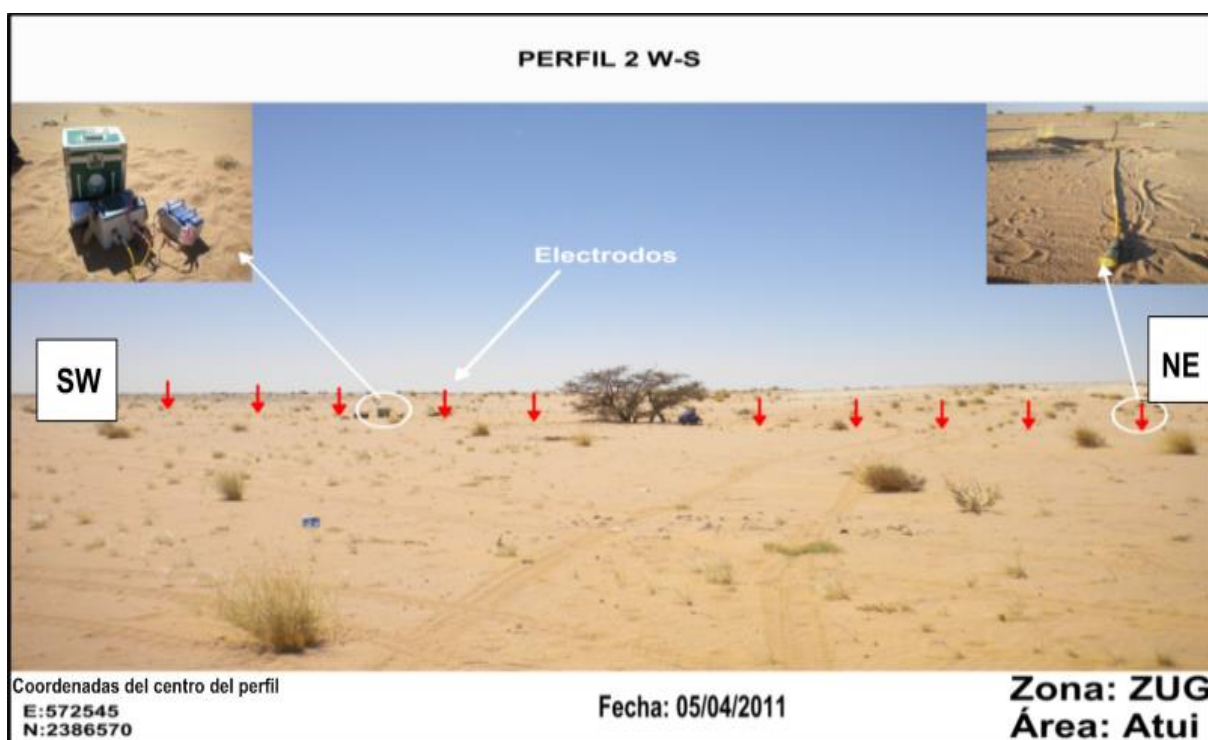


Figura 47. Foto de campo tomada el día 05/04/2011, correspondiente al perfil 2. Se localiza en el centro del cauce seco de Atui; las flechas de color rojo representan los electrodos ubicados a lo largo de la proyección del perfil. La mayor parte del área cubierta por el perfil se caracteriza por la presencia de bancos de arena de origen eólico.

Este perfil, al igual que el anterior, tiene una longitud de 235 m, con el electrodo número uno anclado en la parte SW, mientras que el electrodo cuarenta y ocho está anclado en la parte NE. El error estimado es admisible y no supera el 3,7% del total de datos recogidos para este perfil, cuyos valores de resistividad oscilan entre 18 y 2.465 Ω m.

A diferencia del anterior perfil, este presenta un mayor espesor de material sedimentario, cuyo valor de resistividad se encuentra por debajo de los 22 Ω m. Esto se

debe en gran medida a la localización del perfil, que está en el centro del cauce principal de Atui. A su vez este material sedimentario, constituido en su mayor parte por arenas de origen eólico, se encuentra cubriendo una fractura, como se puede apreciar en la Figura 48. Esta fractura separa dos diques: el localizado al oeste de la misma presenta signos de alteración muy intensos, mientras que el dique localizado en la parte este de la falla no presenta signos de alteración significativos; entre los 20 y 150 metros del perfil, y por debajo del material de naturaleza sedimentaria, hay indicios de un proceso de alteración muy intenso, lo cual indica que la zona constituye un área de infiltración de agua.

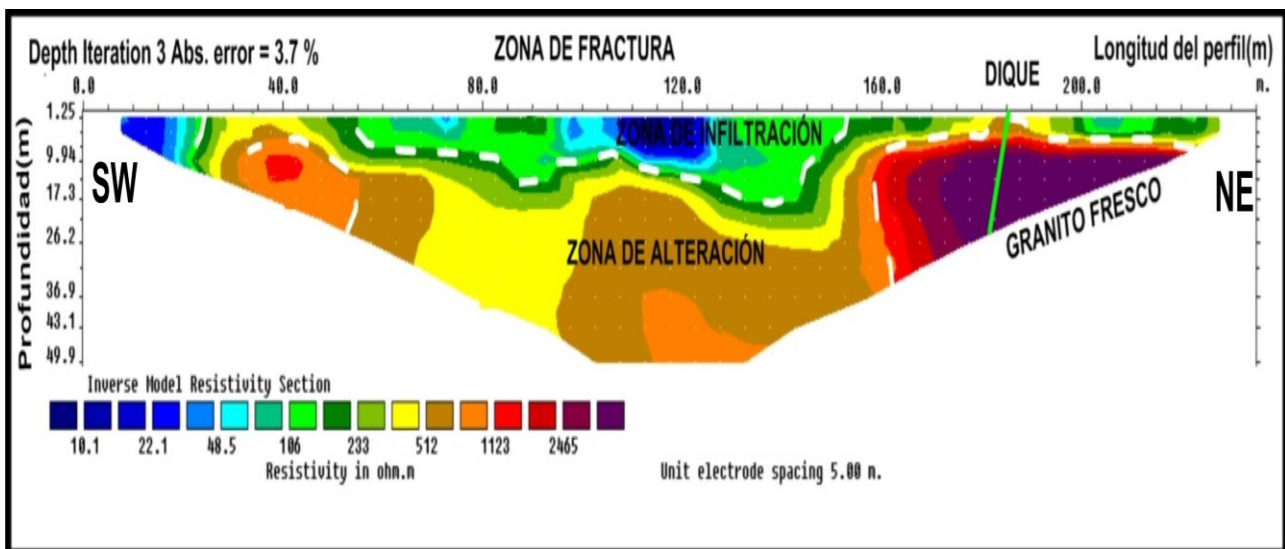


Figura 48. Perfil 2 (método Wenner-Schlumberger; separación fija de 5 m entre electrodos). Está localizado en el centro del cauce seco de Atui. El espesor de sedimentos presenta un tamaño considerable si se compara con el anterior perfil. La zona de alteración que yace por debajo del material sedimentario cubre una extensión muy grande, lo cual indica que en esta zona, en épocas de lluvia, las aguas se infiltran con mayor frecuencia en comparación con el perfil anterior.

PERFIL 3.

El perfil 3 se localiza en la ribera sur del cauce seco de Atui, a 200 m del perfil 2 (Fig. 41). Este perfil de tomografía eléctrica 2D tiene una extensión de 235 m de longitud (Fig. 49) con una profundidad de exploración de unos 50 m. Está generado sobre la base del método de tomografía eléctrica tipo Wenner-Schlumberger.

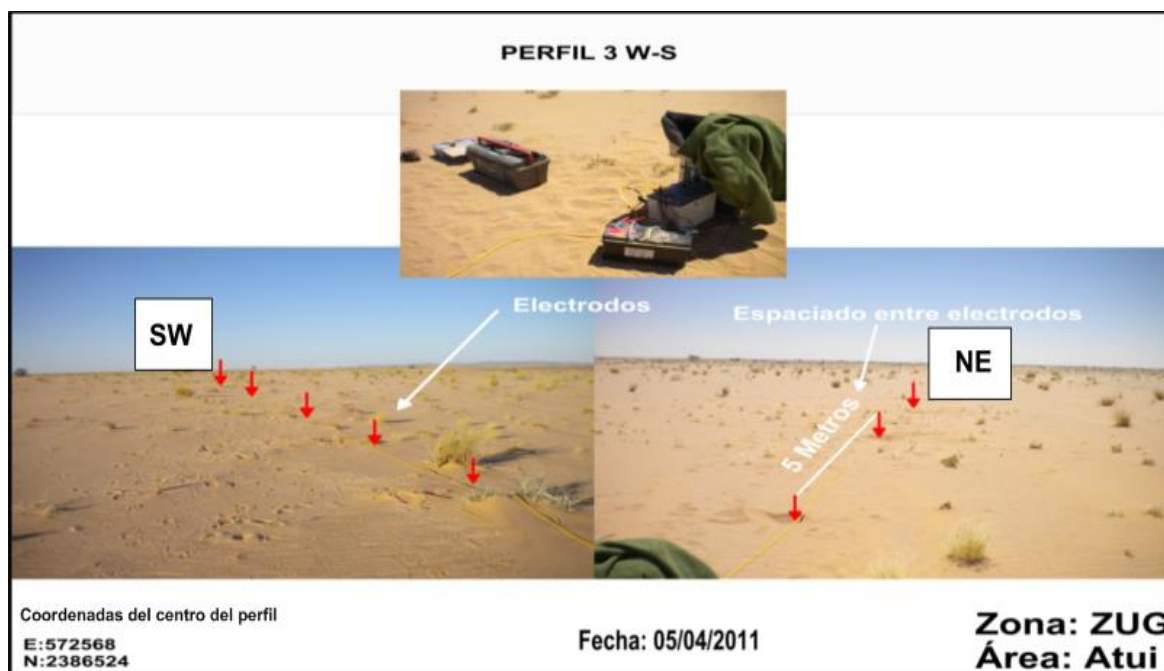


Figura 49. Foto de campo tomada el 05/04/2011, perteneciente al Perfil 3, que se localiza en la ribera sur del cauce seco de Atui. Las flechas de color rojo representan los electrodos ubicados a lo largo de la proyección del perfil. La mayor parte del área cubierta por el perfil se caracteriza por la presencia de bancos de arena de origen eólico y vegetación de carácter temporal.

El perfil 3, junto con los perfiles 1 y 2, forman una sucesión de perfiles a lo largo del cauce de Atui (Fig. 50); se caracteriza, a diferencia de los dos perfiles anteriores, por el predominio de materiales con muy bajas resistividades, desde los 10 hasta los 100 m de longitud desde el extremo SW. Por debajo de 17 m de profundidad hay una acumulación de materiales cuyos valores de resistividad están por debajo de los 100 Ω m, coincidiendo con una zona de infiltración de agua durante los procesos de lluvia. Entre los 100 m y los 108 m los valores de resistividad vuelven a subir hasta los 200 Ω m, y, pasados los 108 m hasta llegar a los 170 m, vuelven a descender los valores de resistividad hasta los 100 Ω m. Estos valores se mantienen hasta profundidades superiores a los 26 m, lo cual apunta a que estamos ante una posible zona de acumulación de agua subterránea. Por debajo de estas profundidades los valores de resistividad se disparan hasta 2.327 Ω m, lo que demuestra que estamos en zonas donde los materiales que constituyen el subsuelo presentan unos valores de conductividad eléctrica muy bajos debido a la ausencia total de materia capaz de generar conducción electrolítica, lo cual se traduce en una ausencia total de agua.

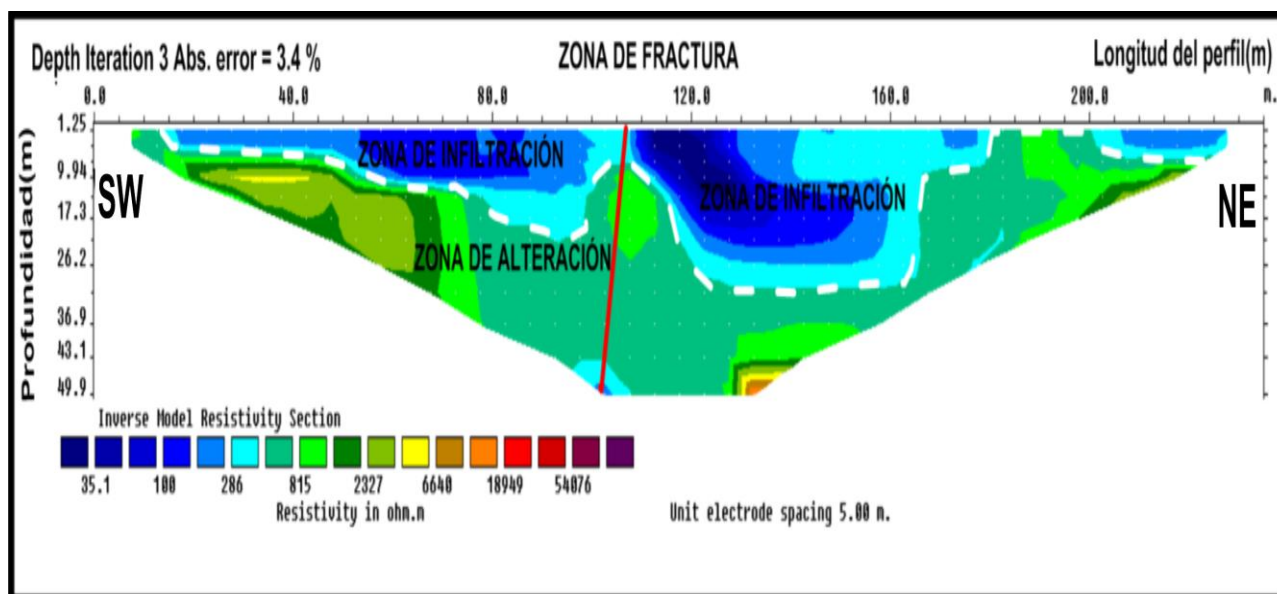


Figura 50. Perfil 3 (método Wenner-Schlumberger; separación fija de 5 m entre electrodos). Está localizado en la ribera sur del cauce seco de Atui. El espesor de sedimentos presenta un valor muy considerable en comparación con los anteriores perfiles. Existen dos zonas de acumulación de agua y se encuentran flanqueando una zona de fractura.

PERFIL 4.

Los perfiles 4 y 5 se localizan a unos 120 m al oeste de los anteriores pero en el mismo cauce seco de Atui (Fig. 41) y extienden en una longitud de 235 m cada uno (Fig. 51), y una profundidad de exploración de unos 50 m; ambos están generados sobre la base del método de tomografía eléctrica tipo Wenner-Schlumberger. Con un espaciado entre sí de unos 20 m, se localizan en el centro del cauce atravesado por un dique, que está cortado por fracturas; la zona presenta una profunda alteración, como consecuencia de los intensos procesos de erosión en la zona.

El perfil 4 (Fig. 52) se caracteriza por presentar valores de resistividad que oscilan entre los 31 y 8.198 Ω m. Entre los 10 y 50 m hay un descenso en los valores de resistividad hasta los 60 Ω m, lo cual indica que estamos ante una posible zona de infiltración de agua. Este descenso llega hasta profundidades de 17 m. Pasados los 50 m y hasta llegar a los 90 metros de longitud desde el extremo SW del perfil vuelven a aumentar los valores de resistividad hasta llegar a 341 Ω m, coincidiendo este aumento con un dique muy alterado.

Este dique toma una orientación en profundidad hacia el oeste. Entre los 90 y 130 m vuelven a descender los valores de resistividad hasta llegar a los 100 Ω m. Este descenso de la resistividad coincide con una zona de posible infiltración de agua, que llega hasta profundidades superiores a los 36 m, llegando a infiltrarse por debajo del dique alterado.

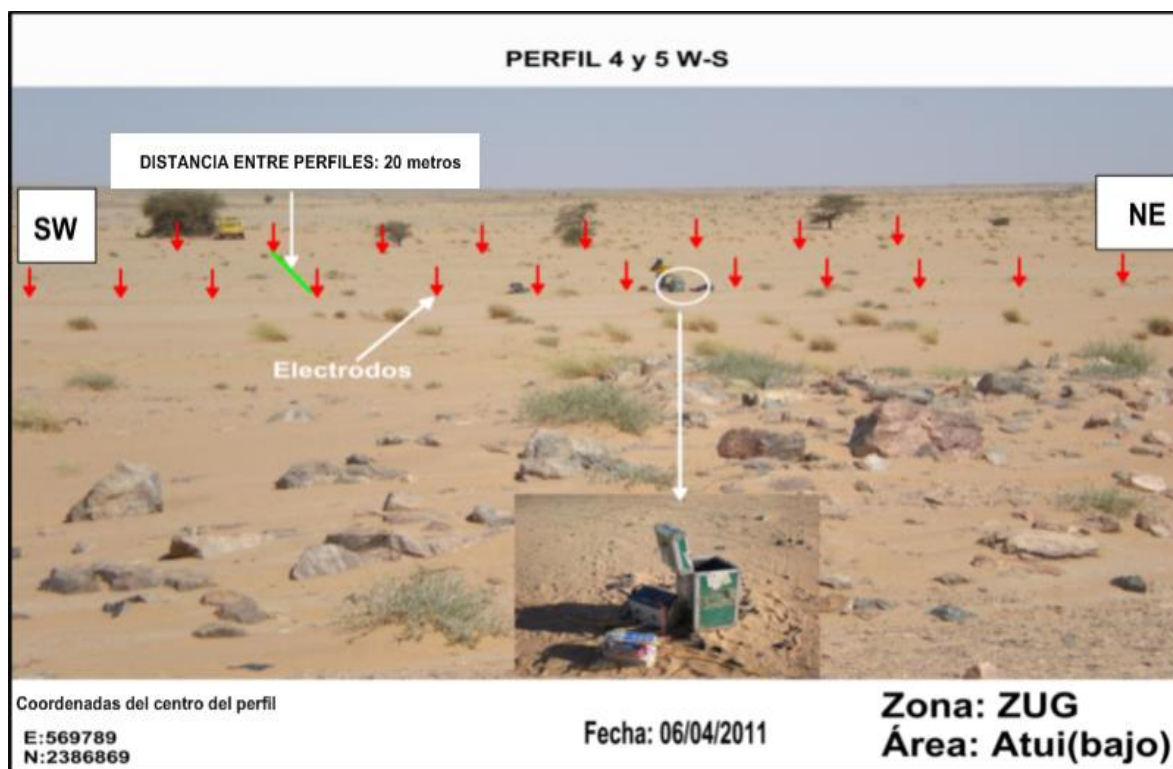


Figura 51. Foto de campo tomada el 06/04/2011. Pertenece a los perfiles 4 y 5. Se localiza en el cauce seco de Atui, a 700 m de los anteriores perfiles. Presentan una orientación SW-NE. Las flechas de color rojo representan los electrodos ubicados a lo largo de la proyección del perfil. Toda el área de estos perfiles está cubierta por depósitos de arena de origen eólico. Existe un aumento significativo de la vegetación en comparación con los perfiles anteriores.

Esta zona es la más favorable de todos los perfiles analizados hasta ahora. Entre los 130 y 160 m de longitud aflora un dique de granito, que en superficie presenta signos de alteración muy intensos. Por debajo de los 17 m de profundidad aflora el granito intacto, como lo reflejan los valores de resistividad superiores a 3.000 Ω m, y ya en el tramo final del perfil vuelven a descender los valores de resistividad hasta llegar a los 100 Ω m, lo cual induce a pensar que estamos ante otra zona de infiltración de agua, que llegaría hasta los 17 m de profundidad.

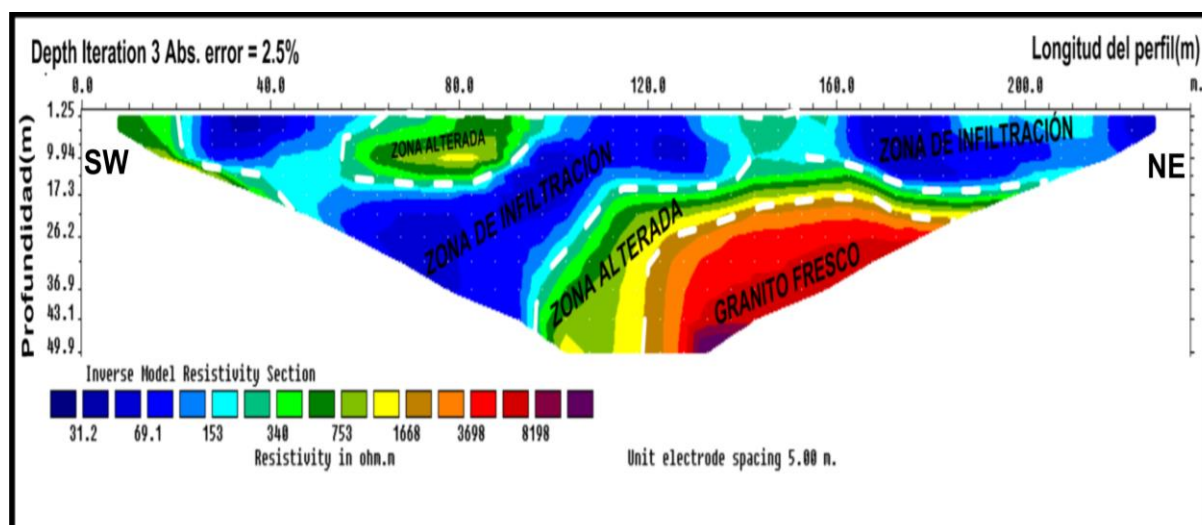


Figura 52. Perfil 4 (método Wenner-Schlumberger; separación fija de 5 m entre electrodos). Presenta tres zonas de infiltración interconectadas; la zona de infiltración más al oeste se conecta con la zona central por debajo del dique alterado, mientras la zona de infiltración más al este se conecta con la zona central por encima del dique. La zona más favorable es la del centro.

De modo general, entre las tres zonas de baja resistividad presentes a lo largo del perfil, la zona intermedia es la que abarca la mayor superficie y la más favorable para la infiltración de agua. Esta zona se une con la primera por debajo del dique alterado en la zona oeste del perfil, a unos 18 m de profundidad y se une también con la tercera zona de infiltración por encima de los 17 m de profundidad.

PERFIL 5.

Este perfil se localiza a unos 20 m al norte del perfil anterior (Figs. 41 y 51), se caracteriza por presentar valores de resistividad que oscilan entre 16 y 1.534 Ω m (Fig. 53). En los primeros 10 metros los valores de resistividad están en torno a 850 Ω m, coincidiendo con la zona de dique poco alterado. Entre los 15 y 45 m de distancia desde el extremo SW del perfil se llega a 150 Ω m, dato que sugiere que estamos ante una zona de alteración. Entre los 50 y 150 m se registran valores de 16 Ω m, bajo el cauce de Atui, donde hay una gran acumulación de material de naturaleza sedimentaria. Estos valores de resistividad se mantienen hasta profundidades superiores a los 26 m, por debajo de las cuales los valores de resistividad registrados son de 250 Ω m.

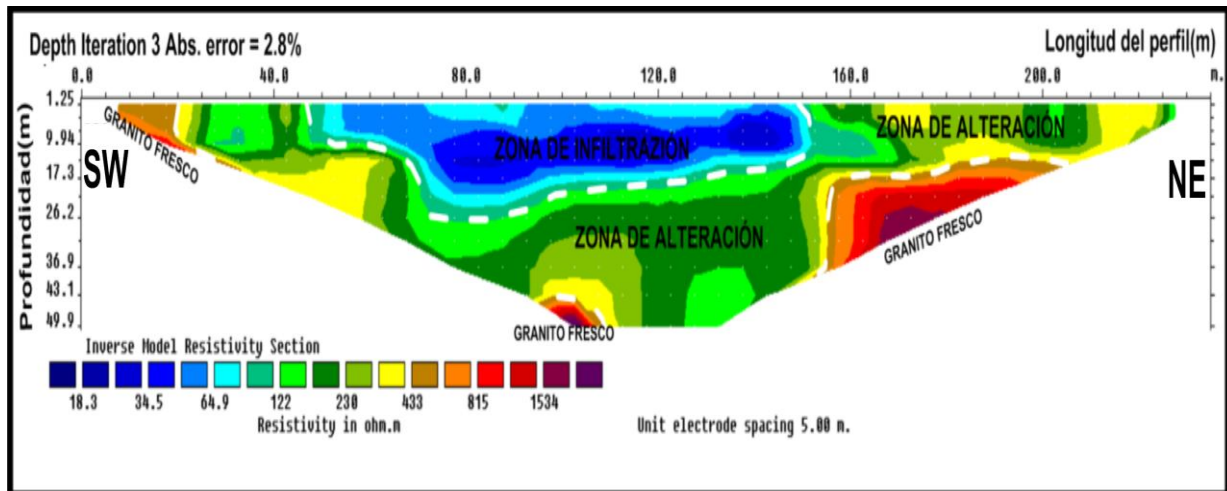


Figura 53. Perfil 5 (método Wenner-Schlumberger; separación fija de 5 m entre electrodos). Esta sección, a diferencia del perfil anterior, presenta solo una zona de infiltración, delimitada en su parte inferior por materiales alterados, que cubre una superficie superior a las anteriores.

Desde los 150 hasta los 235 m la resistividad llega a 250 Ω m, coincidiendo con la parte alterada de un dique. Los valores se mantienen hasta profundidades de 17 m, por debajo de las cuales los valores de resistividad superan los 1.564 Ω m, lo cual indica que estamos ante la parte del dique que no ha estado sometida a procesos de meteorización.

PERFIL 6.

Este perfil se localiza a unos 20 m del perfil 5 (Fig. 41). Fue emplazado sobre un cruce de diques desplazados por fracturas (Fig. 54). Cubre 235 m de longitud, al igual que los anteriores perfiles, y una profundidad de exploración de unos 38 m; está generado con el método de tomografía eléctrica tipo Dipolo-Dipolo.

En este perfil los valores de resistividad varían de 1,81 Ω m hasta 1.228 Ω m. En el tramo de perfil que va de 0 hasta 100 m de profundidad los valores de resistividad presentan un descenso muy fuerte (Fig. 55), llegando a alcanzar valores de 1,81 Ω m. Este descenso se debe fundamentalmente a la acumulación de agua durante los procesos de lluvia. Estas aguas después son sometidas a elevadas temperaturas, llegando a formar pequeñas costras de sal en superficie. Este fenómeno influye notablemente en el descenso de los valores de resistividad.

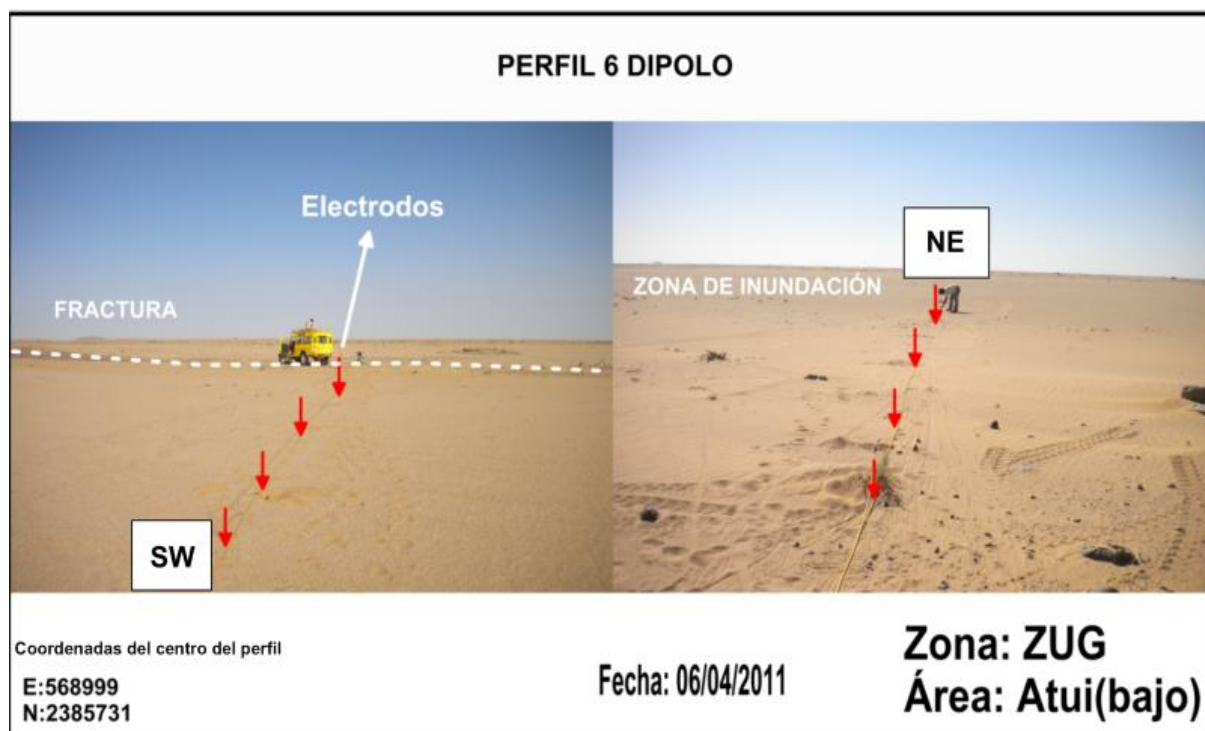


Figura 54. Foto de campo tomada el 06/04/2011 perteneciente al perfil 6. Se localiza cerca de una zona de inundación donde se unen varios cauces, entre ellos el de Atui, a 20 m de los perfiles 4 y 5. Las flechas de color rojo representan los electrodos ubicados a lo largo de la proyección del perfil. Toda el área donde está emplazado este perfil está cubierta por depósitos de arena de origen eólico y restos de árboles secos arrancados durante las lluvias torrenciales.

Entre los 100 y 140 m, las resistividad experimenta un aumento en sus valores hasta llegar los 190 Ω m coincidiendo con el área donde aflora material granítico muy alterado y con dos fallas presentes en este tramo. Entre los 140 hasta los 160 m, los valores de resistividad vuelven a experimentar un aumento muy significativo llegando a registrar valores del orden de los 1.228 Ω m. En esta zona aflora un dique de granito poco alterado. Pasados los 160 m y hasta llegar al final del perfil vuelven a descender los valores de resistividad hasta llegar los 75 Ω m, coincidiendo esta zona con una posible zona de acumulación de sedimentos con elevadas concentraciones de sal. En el tramo que oscila entre los 120 y 140 m, y por debajo de los 26 m de profundidad coincidiendo con la zona de falla, los valores de resistividad descienden hasta llegar a los 29 Ω m. Esto indica que estamos ante una posible zona de acumulación de agua en profundidad.

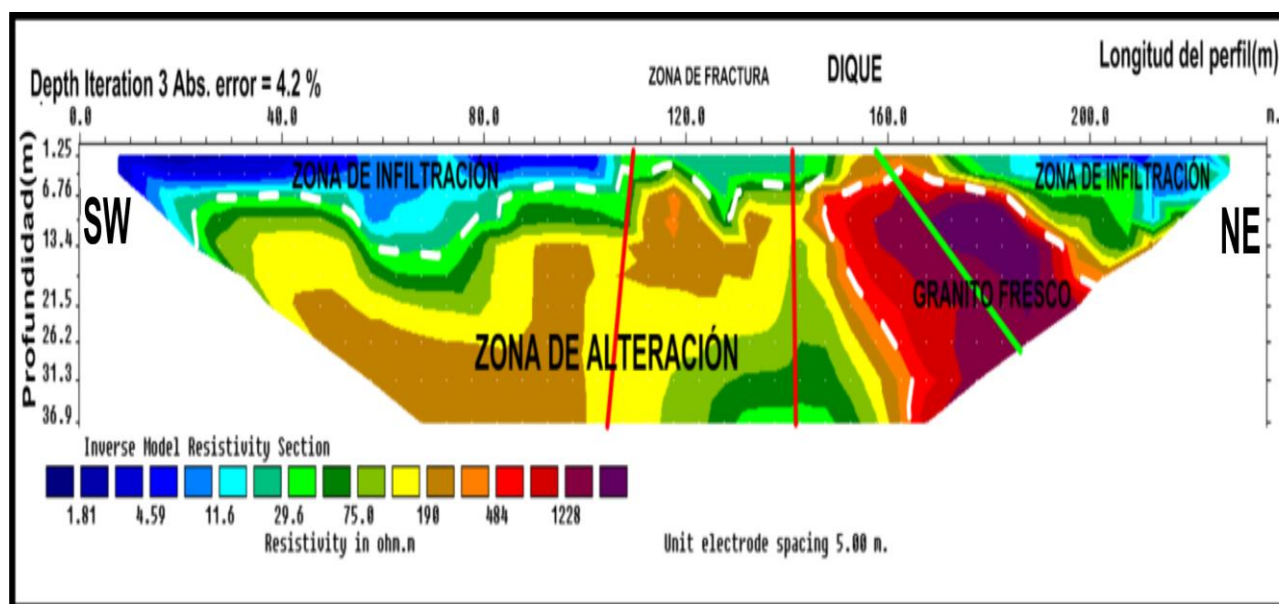


Figura 55. Perfil 6 (método dipolo-dipolo; separación fija de 5 m entre electrodos). Esta sección presenta dos zonas de acumulación de material sedimentario de baja resistividad. Coincide con posibles áreas de infiltración de agua. En la parte central del perfil donde están las dos fallas y el área de cruce de diques, constituye un área potencial para la infiltración de agua a grandes profundidades.

PERFIL 7.

El perfil 7 se localiza a 1 km al sureste de los perfiles anteriores (Fig. 42). Abarca unos 235 m de longitud y alcanza una profundidad de exploración de 50 m. Está generado por el método de tomografía eléctrica tipo Wenner-Schlumberger. Este perfil se extiende sobre una zona de fractura que desplaza a varios diques de granito (Fig. 56). En esta zona hay un aumento significativo de vegetación en comparación con las zonas donde se proyectaron los anteriores perfiles.

El perfil se caracteriza por una gran variación en los valores de resistividad, como se puede apreciar en la Figura 57. En esta zona existen pequeñas formaciones de sal como consecuencia de los intensos procesos de evaporación. Entre los 10 y los 35 m de distancia desde el extremo SW del perfil los valores de resistividad descienden hasta alcanzar los 22 Ω m. Pasados los 30 m y hasta los 50 m los valores de resistividad suben hasta alcanzar los 200 Ω m., para descender a 50 Ω m pasados los 50 m y hasta llegar a los 160 m de distancia. Este sector constituye la zona de infiltración por excelencia de toda el área

cubierta por el perfil. El descenso de los valores de resistividad sin duda se debe a concentraciones de sal producto de los procesos de evaporación a los que son sometidas las aguas durante el periodo en que queda retenida en superficie. Los valores de resistividad se mantienen hasta profundidades superiores a los 36 m. A estas profundidades los valores de resistividad se elevan un poco llegando a alcanzar los 100 Ω m. Estos valores coinciden con el valor de resistividad para agua dulce estimado por Coduto (1999).

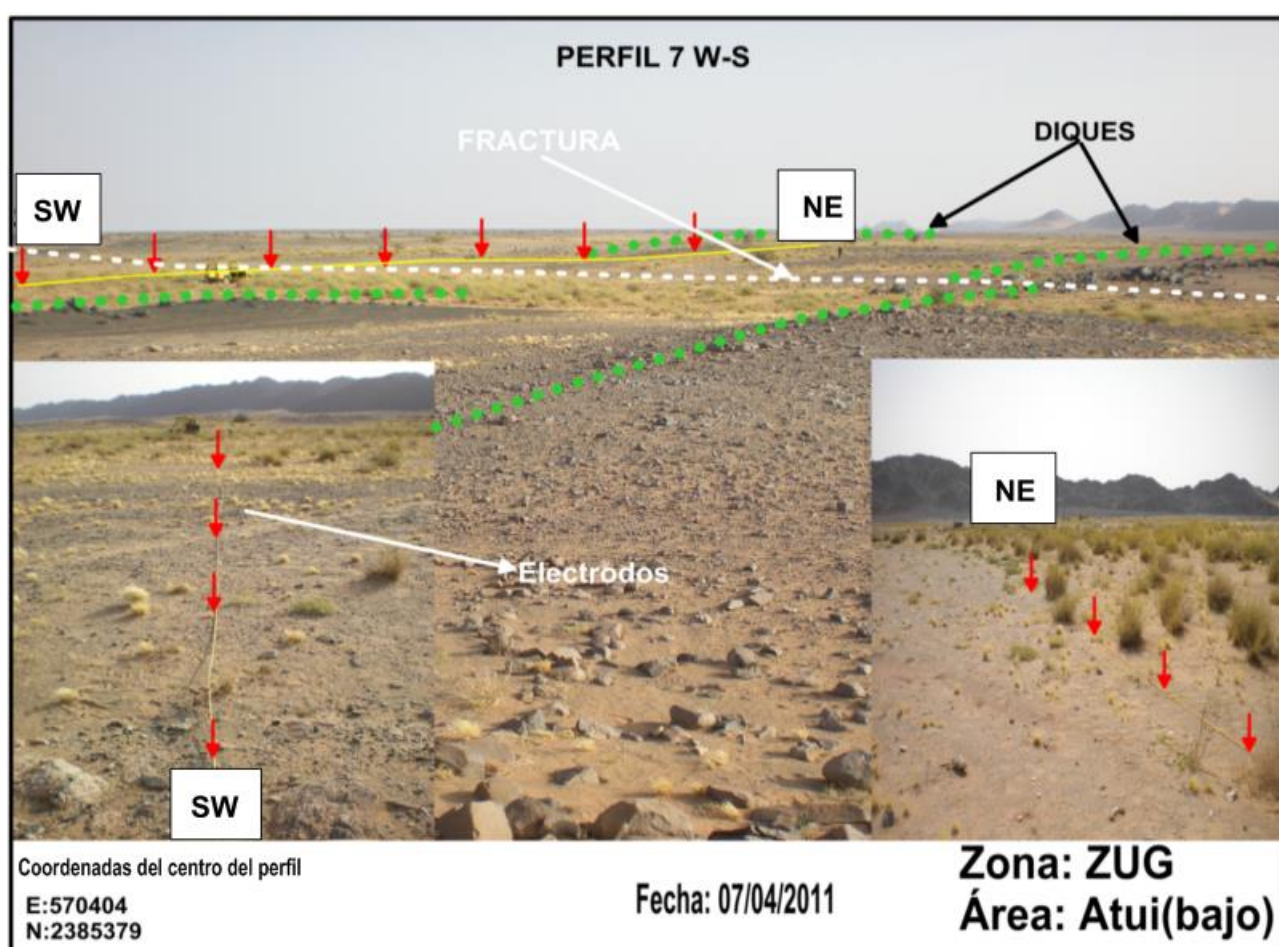


Figura 56. Foto de campo tomada el 07/04/2011, correspondiente al perfil 7. Se localiza en una zona donde hay un desplazamiento masivo de diques como consecuencia de la existencia de fracturas. El significativo desarrollo de vegetación coincidiendo con la zona donde está emplazada la falla indica que esta área constituye una posible zona de infiltración de agua durante los episodios de lluvia.

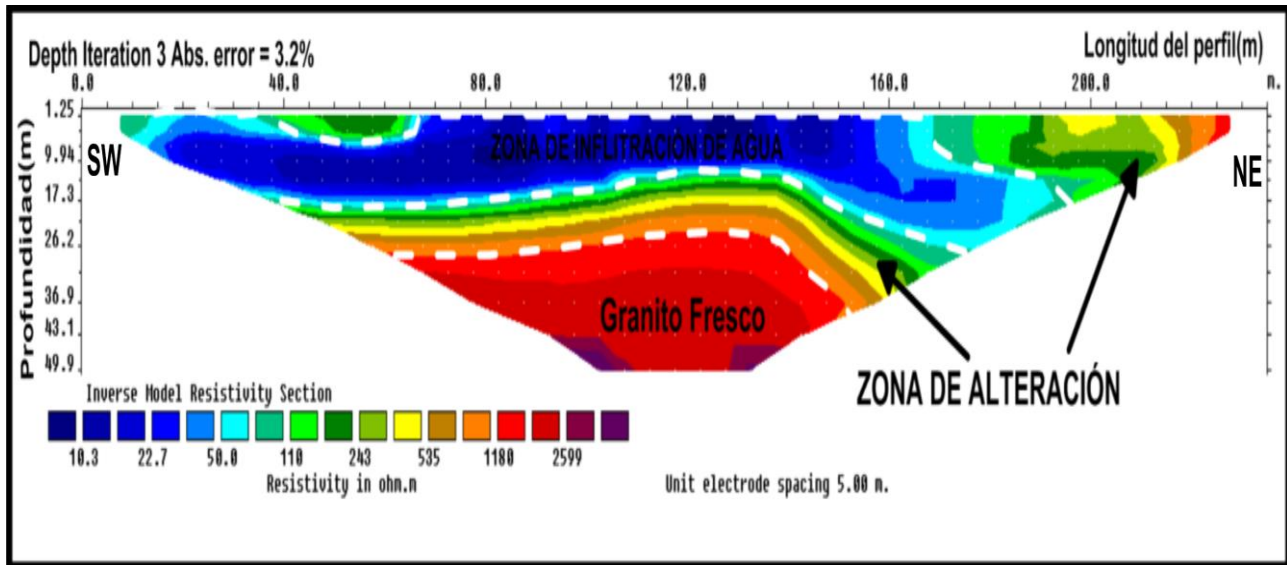


Figura 57. Perfil 7 (método Wenner-Schlumberger; separación fija de 5 m entre electrodos). Esta sección se localiza sobre una zona de desplazamiento masivo de diques, producto de fallas. También se nota un aumento significativo en la vegetación, que está concentrado sobre la zona de infiltración de agua, que a su vez coincide con la zona de fractura.

Por debajo de la zona de infiltración se encuentra un nivel de rocas con valores de resistividad que oscilan entre los 243 y 535 Ω m. Estos materiales son el resultado de los procesos de alteración a que está sometido el granito al entrar en contacto con agua de elevada salinidad. Por debajo de este manto de alteración encontramos rocas con valores de resistividad superiores a los 1.188 Ω m, lo cual indica que estamos ante la presencia de materiales de naturaleza granítica inalterados. Más hacia el NE, entre los 160 m y los 235 m de longitud, los valores de resistividad vuelven a ascender hasta los 243 Ω m, lo cual nos sugiere que estamos ante la presencia de una zona de alteración de granito.

PERFIL 8.

Este perfil se cruza con el anterior (Fig. 42). Abarca 235 m de longitud y alcanza una profundidad de exploración de 50 m. Está elaborado siguiendo el método de tomografía eléctrica tipo Wenner-Schlumberger. Se extiende sobre una zona de fractura que desplaza a varios diques de granito. Hay un aumento significativo de vegetación (Fig. 58), en comparación con las zonas donde se proyectaron los anteriores perfiles.

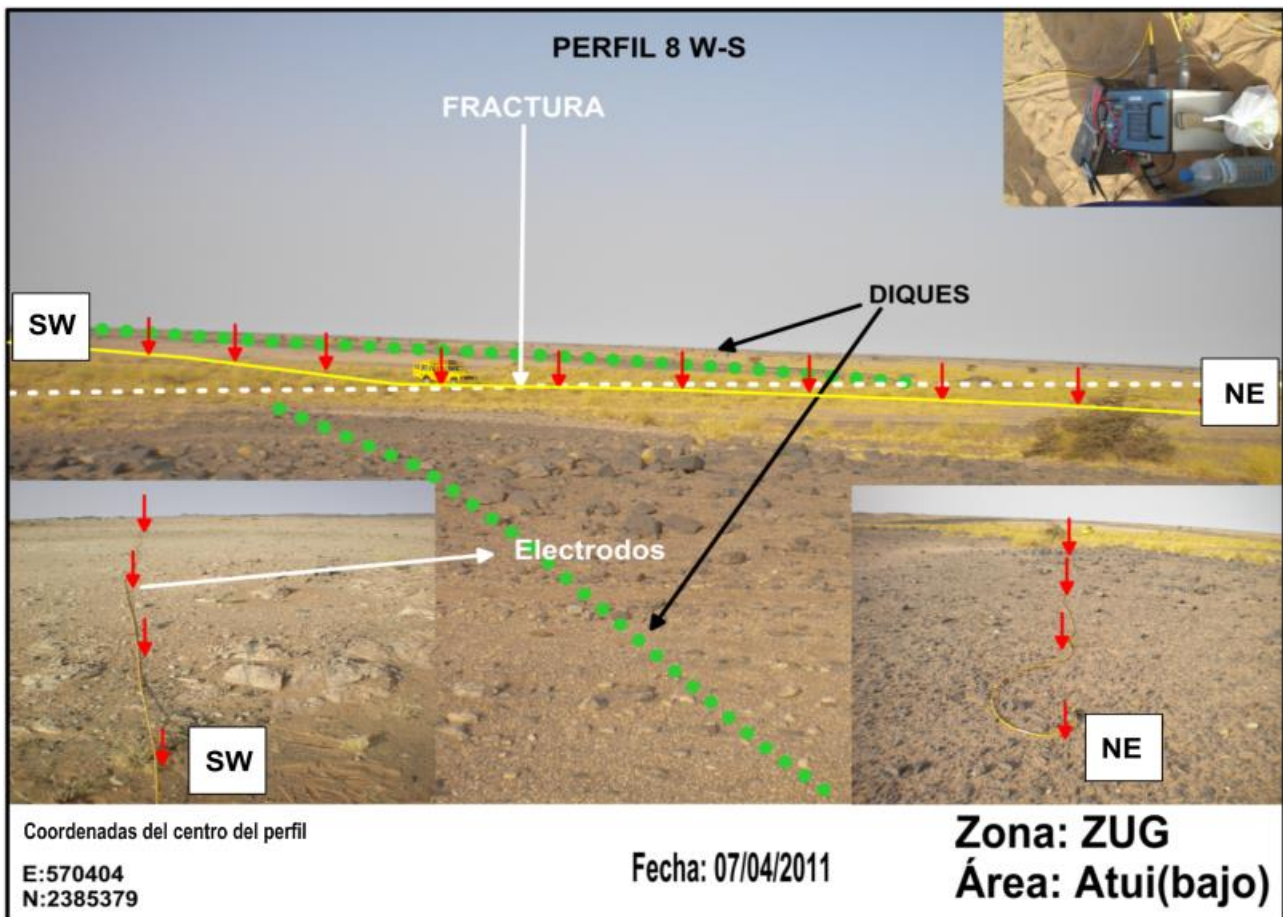


Figura 58. Foto de campo tomada el 07/04/2011, perteneciente al perfil 8. Se localiza en una zona donde hay un desplazamiento masivo de diques como consecuencia de la existencia de fracturas. Existe un desarrollo muy significativo de vegetación, coincidente con la zona donde está emplazada la falla, lo cual indica que constituye una zona de infiltración de agua durante los episodios de lluvia.

Este perfil, al igual que el perfil 7, se localiza sobre una zona de falla. Los valores de resistividad en los primeros 120 m de longitud alcanzan valores de $49 \Omega \text{ m}$ (Fig. 59), lo cual indica que esta zona constituye un área de acumulación de agua durante los episodios de lluvia. Este descenso en los valores de resistividad se mantiene hasta profundidades superiores a los 17 m. Por debajo de estas profundidades nos encontramos con una capa de más de 5 m de espesor con valores de resistividad que oscilan entre los 185 y $224 \Omega \text{ m}$. Interpretamos que esta capa es producto de la alteración de material granítico al estar en contacto con un agua que posee altas concentraciones de sal. Por debajo del granito descompuesto y a unos 26 m de profundidad encontramos granito inalterado, donde los valores de resistividad ascienden hasta llegar a los $2.489 \Omega \text{ m}$.

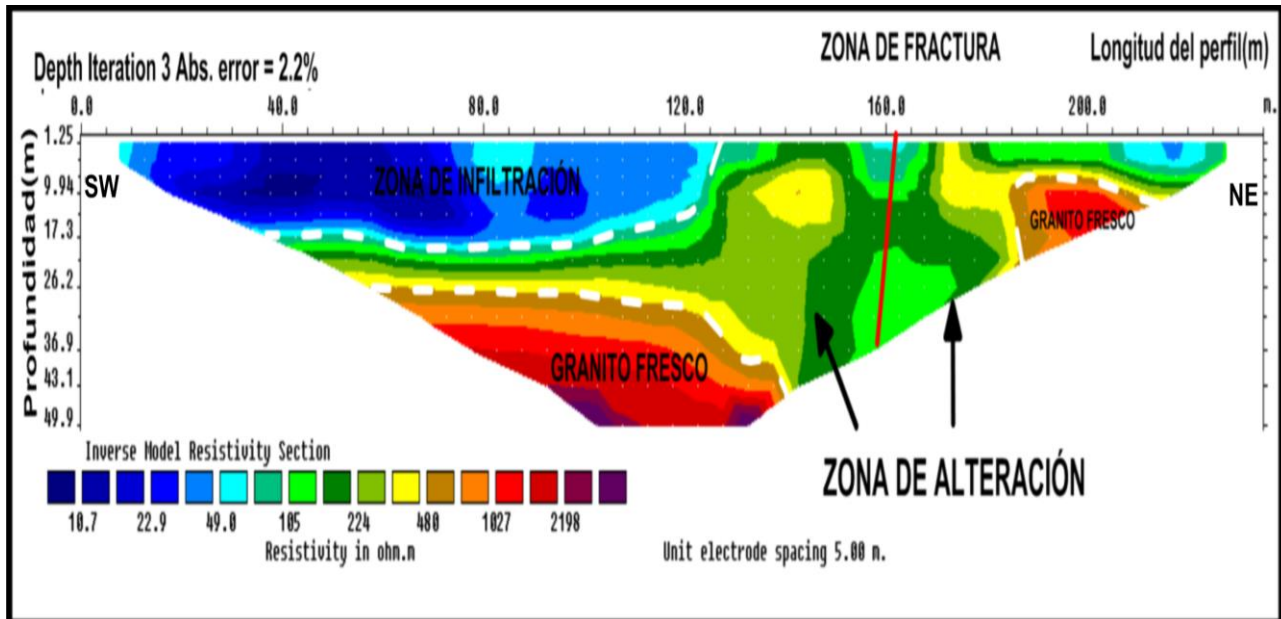


Figura 59. Perfil 8 (método Wenner-Schlumberger; separación fija de 5 m entre electrodos). Se localiza sobre una zona de desplazamiento masivo de diques, producto de fallas. Se nota un aumento significativo de la vegetación, justo sobre la zona de infiltración de agua, que a su vez coincide con la zona de fractura.

Entre los 120 m y los 140 m de longitud, los valores de resistividad vuelven a alcanzar 185 Ω m, coincidiendo esta zona con un área de alteración de granito. Entre los 150 m y los 170 m de distancia desde el inicio del perfil nos encontramos con una posible zona de fractura, donde los valores de resistividad descienden a lo largo del perfil en forma recta hasta superar los 36 m de profundidad. Por encima de los 200 m de longitud los valores de resistividad vuelven a descender hasta llegar a 49 Ω m, lo cual nos hace pensar que estamos ante otra posible zona de acumulación de sedimentos durante las lluvias. Se ha podido comprobar que los valores de resistividad descienden a lo largo del plano de fractura incluso a profundidades superiores a las analizadas es decir por debajo de los 50 metros. Lo cual demuestra el alto grado de fracturación que hay en la zona.

Capítulo 8

CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DEL ENTORNO DE ZUG

8.1. RASGOS GENERALES DEL CLIMA DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

En general la zona de estudio se caracteriza por presentar un relieve monótono y de muy escaso desarrollo, en el que predominan los amplios territorios llanos. El gran desierto del Sahara, como corresponde a su condición de aridez, se caracteriza por las escasas precipitaciones y la práctica inexistencia de vegetación.

Esta vasta región, que se extiende por todo el norte de África, cubre una superficie de más de 8 millones de km². Se prolonga latitudinalmente por el este, en los desiertos de Arabia e Irán, llegando incluso hasta el desierto de Taklamakán, en China; al oeste está representada por la faja desértica que se extiende por los estados de Chihuahua (México), Nuevo México, Arizona y Texas (EEUU).

El Sahara, en sentido general, está bajo la influencia de dos grandes sistemas de vientos (Perret, 1935): en el norte, la influencia de los alisios produce lluvias invernales, y en el sur, el Monzón, que produce lluvias preferentemente durante el verano. Nuestra región de estudio se encuentra en una zona de transición entre las dos influencias indicadas, por lo que las lluvias no presentan características precisas, en cuanto a su relación con las estaciones del año. No obstante, los mayores episodios de precipitaciones se registran durante la época de verano, con una media que oscila entre 50 y 100 mm anuales aproximadamente; ello sin contar con que cada tres a seis años caen lluvias de forma torrencial, cuya abundancia repercute en la vegetación que aflora en los campos de pastoreo y en el nivel de las aguas en los pozos más superficiales.

En esta zona los inviernos experimentan un marcado descenso en los registros de temperatura y presión atmosférica, mientras que en el verano ocurre un aumento progresivo de éstos valores. Estas variaciones se deben específicamente al dominio de los vientos alisios del NE, dando lugar así a una pronunciada disminución de las precipitaciones, lo cual explica la escasa y mal desarrollada red hidrográfica de estas zonas.

En el proceso de búsqueda y prospección de recursos hídricos subterráneos es preciso en primer lugar reconocer un conjunto de rocas o estructuras geológicas con capacidad suficiente para contener agua; una vez identificado el almacén potencial, se requiere estimar el volumen de agua existente que pueda ser útil, los caudales que pueden aportar los pozos o sondeos, la infiltración de las precipitaciones o recarga del sistema y, por último, el potencial de explotación en función de la demanda social o económica. Así pues, se necesita disponer de todo un conjunto de datos e informaciones suficientemente fiables como para poder llevar a cabo un trabajo detallado.

La mayor dificultad del análisis del clima en nuestra zona de estudio radica en la adquisición de datos termopluviométricos, producto de la inexistencia de estaciones meteorológicas en el área. Sin embargo, buena parte del territorio mauritano fronterizo cuenta con diversas estaciones meteorológicas, algunas de las cuales han permitido afrontar ese análisis.

Los datos meteorológicos de estas zonas fueron suministrados en gran medida por la Sociedad de Aeropuertos de Mauritania (SAM); otra fuente consultada fue la Oficina Nacional de Meteorología de Mauritania (ONM).

8.2. DATOS CLIMATOLÓGICOS BÁSICOS

Como se ha referido, la principal dificultad con que nos hemos encontrado para abordar el análisis del clima en el área de estudio como en el resto del territorio saharauí-corresponde a la disponibilidad de datos, ya que no existen estaciones meteorológicas, debido especialmente a la situación de conflicto en la que se encuentra toda la región. Las estaciones meteorológicas más cercanas se localizan en territorio mauritano, particularmente en los enclaves de Zouerat y Atar; la primera se localiza a unos 80 km y la segunda a unos 100 km de nuestra zona (Fig. 60).

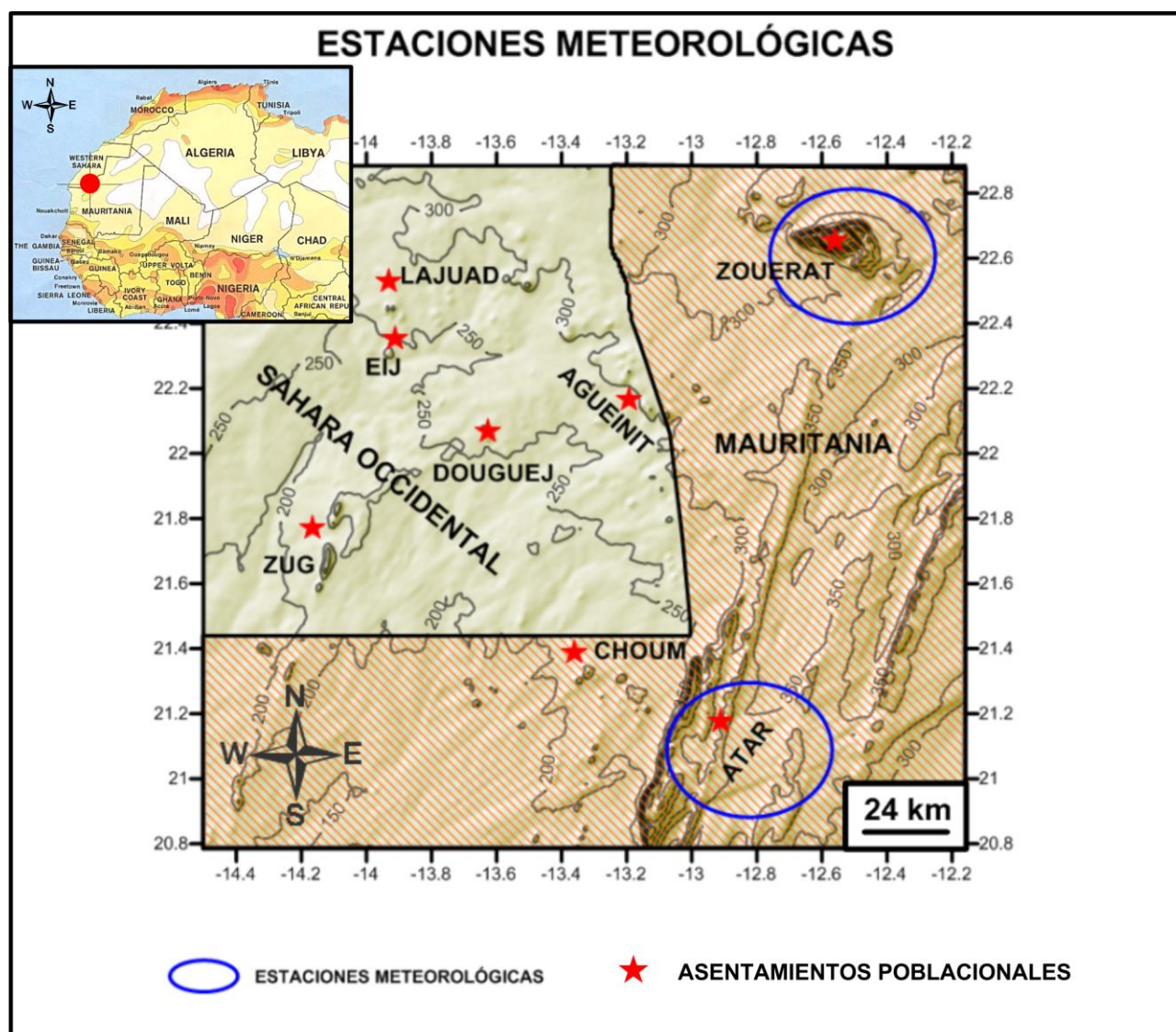


Figura 60. Mapa topográfico con la representación del área de estudio y las estaciones meteorológicas.

Estas estaciones están administradas por la Sociedad de Aeropuertos de Mauritania (SAM), a través de la cual hemos podido obtener buena parte de la información que se emplea en el desarrollo de esta Tesis. Los datos de temperatura (máxima y mínima), presión atmosférica, velocidad de los vientos y precipitaciones recopilados para este trabajo en las dos estaciones mencionadas corresponden a la serie de 20 años comprendidos entre 1990 y 2009; se tratan aquí los datos facilitados por la SAM referidos a las medias mensuales de temperatura y los valores mensuales de precipitación que cubren ese periodo.

Debido a la lejanía de las estaciones meteorológicas del área de estudio y a la escasez de los datos disponibles, solo se puede obtener una idea general acerca de la temperatura y precipitación en toda la región de estudio. Destacamos el hecho de la inexistencia de datos de evapotranspiración potencial y real en la región, por lo que no es posible aventurar un balance hídrico mínimamente fiable, ya que las estaciones de las que se han obtenido los datos se encuentran a una distancia que supera los 70 km.

No obstante lo anterior, ante la ausencia de estudios de índole geológica e hidrogeológica referidos a la región considerada, esta información puede ayudar considerablemente a hacer una aproximación somera sobre la posible recarga de los acuíferos.

8.2.1. Temperatura

La región de estudio, al igual que el resto del gran desierto del Sahara, experimenta una amplia variedad en los valores de temperatura a lo largo del día y de las distintas épocas del año. En la estación invernal las temperaturas diurnas pueden oscilar entre los 25°C y los 30°C, mientras que las nocturnas pueden llegar incluso a descender por debajo de 0°C. En verano las temperaturas pueden llegar a superar los 50°C a la sombra, y descender por las noches hasta llegar a 20°C. Es importante destacar que este proceso constituye la principal causa de la meteorización de las rocas que afloran en la zona, como habíamos mencionado con anterioridad en el capítulo 5, de Sedimentología.

En concreto, los registros de temperatura en la estación de Zouerat (Tabla 9 y Fig. 61) durante los meses de septiembre a marzo presentan una media inferior a 25°C a lo largo de los veinte años de registro, mientras que los meses de abril a agosto presentan una media que oscila entre 27°C y 34°C, para el mismo periodo. Por lo que respecta a la estación de Atar (Tabla 10 y Fig. 61), durante los meses invernales (octubre a febrero) la media de las

temperaturas no supera los 25°C, mientras que para el resto de los meses las temperaturas oscilan entre los 25°C y 32°C para el mismo periodo de tiempo.

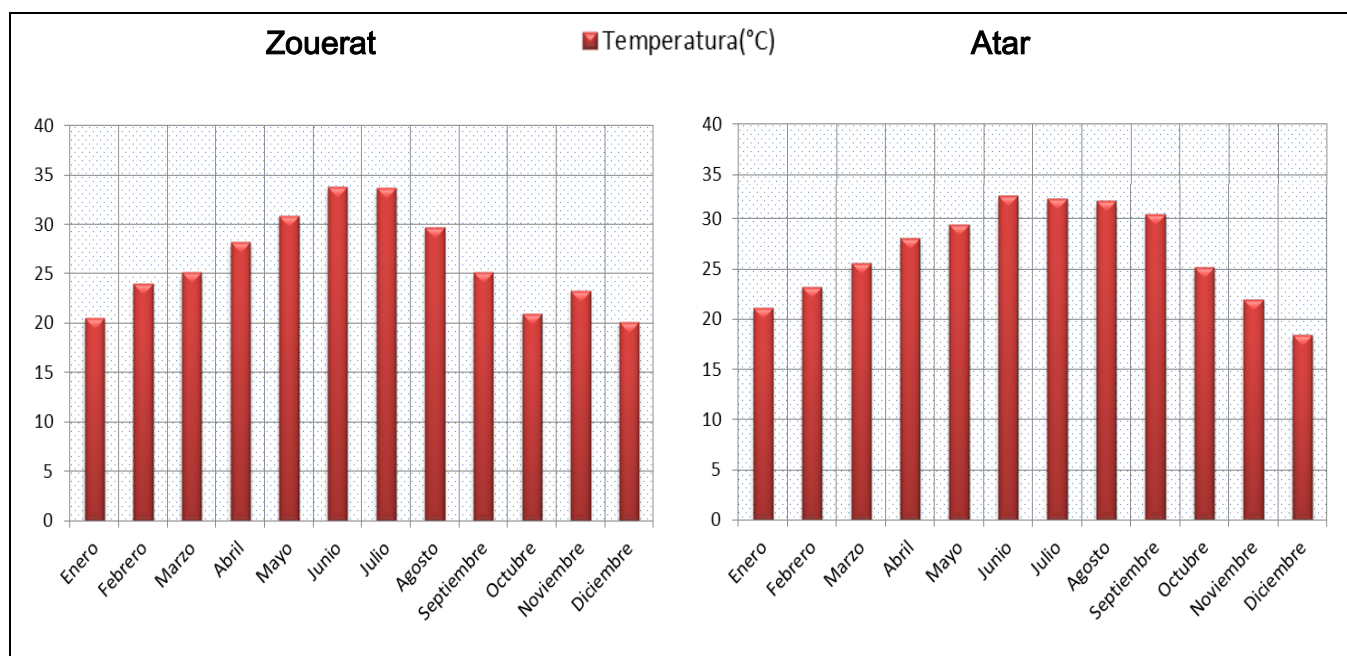


Figura 61. Temperaturas medias mensuales para el periodo 1990-2009 en las estaciones de Zouerat y Atar. (Elaboración propia a partir de datos de la Sociedad de Aeropuertos de Mauritania).

La zona de estudio se localiza entre estas dos estaciones mauritanas, por lo cual podemos llegar a la conclusión de que las temperaturas medias para este periodo en nuestra área se asemejan mucho a la media de los registros entre las dos estaciones, que, a su vez, presentan escasas diferencias; es decir, para los meses de octubre a febrero la temperatura media es inferior o igual a 25°C, valor que se sobrepasa entre los meses de marzo y agosto, llegando a superar ampliamente los 30°C en los meses centrales del verano. No obstante, conviene destacar que nuestra zona de estudio está más cerca del océano Atlántico que la zona donde se ubican las estaciones meteorológicas en cuestión, lo que probablemente supondrá una cierta suavización de los valores que alcanza la temperatura del aire, debido especialmente a la influencia de las corrientes de aire que provienen del océano.

8.2.2. Precipitación

En el Sahara las precipitaciones suelen ser ocasionales y pueden ocurrir en cualquier época del año, pero preferentemente en la época de verano. Presentan con frecuencia un carácter torrencial muy intenso y pueden cambiar el paisaje del desierto inundando extensas áreas en un lapso de tiempo muy reducido. Así pues, tanto el comportamiento de las precipitaciones como de la temperatura no sigue pautas de regularidad en toda el área.

Los datos registrados en las estaciones meteorológicas de Zouerat y de Atar presentan una marcada diferencia en su distribución a lo largo del año, no así en su cuantía anual (Tablas 9 y 10, y Fig. 62). En Zouerat las precipitaciones durante los meses de enero, marzo abril, mayo, octubre y diciembre presentan una media que no supera los 2 mm para el periodo de 20 años comprendido entre 1990 y 2009; sin embargo, en los meses de febrero, julio, agosto, septiembre y noviembre presentan una media superior a los 7 mm, mientras que el mes con mayor precipitación es junio, con una media con un máximo de unos 13 mm en junio para el mismo periodo de tiempo. En la estación de Atar, los meses de febrero a junio, así como octubre y noviembre, las precipitaciones son inferiores a 5 mm, mientras que enero, julio, agosto, septiembre y diciembre superan ese valor, con un máximo cercano a los 20 mm en septiembre, más del doble de la precipitación media registrada en ese mes en Zouerat para el mismo periodo de tiempo.

Las lluvias más intensas fueron las registradas en febrero de 1991 en la estación de Zouerat, con más de 147 mm, mientras que el año más húmedo es el 1994, en el que se registraron lluvias en Zouerat durante los meses de febrero, junio, agosto y septiembre, con una media superior a los 60 mm. Mientras que en la estación de Atar las lluvias más intensas producidas durante el periodo aquí analizado fueron las acaecidas durante el mes de agosto de 2009, con un registro superior a los 108 mm, y el año más húmedo ha sido también el 2009, durante el cual excepcionalmente ha caído lluvia todos los meses desde agosto hasta diciembre del mismo año, con registros mensuales superiores a los 10 mm.

ZOUERAT

TEMPERATURA (°C)																					
AÑOS	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	PROMEDIO
ENERO	16.1	18.2	19.6	17.3	16.5	17.6	20.7	21.3	20.1	17	17.5	18.5	20.3	17.9	18.8	17.2	16.9	18.4	21.3	16.4	18.38
FEBRERO	23.6	19.1	20.1	19.2	20.1	22	21	22.4	24.1	17.3	20.5	20.4	21.3	19.1	22	15.8	19.1	22.1	20.8	20.1	20.5
MARZO	26.8	21.1	21.3	23.6	21	22	23.5	23.1	25.4	21	25.4	24.9	23.7	24.4	23.7	28.6	27.9	21	28.4	22.8	23.98
ABRIL	23.7	25.4	26	25	25.7	23.8	27.1	25.7	24.9	29	24.2	22.5	23.6	23.8	25.8	22.8	25.5	24.5	30.3	24.2	25.1
MAYO	27	27.8	29.1	25.3	29.1	28.8	27.5	27.4	25.9	31.5	33.4	23.3	26.8	28.9	25.7	32.5	26.7	27.1	33	27.1	28.19
JUNIO	30.7	29.8	27.7	30.4	32	31	30.7	29.7	30.5	31.1	29.2	29.7	30.3	30.9	31	31.4	29.9	34.1	35.6	30.8	30.82
JULIO	34.7	34.4	30.6	33.5	35.3	34	33.1	32.1	34.1	33.7	34.8	35.3	32.1	34.8	33.3	34.8	33.6	34.1	31.4	35.1	33.74
AGOSTO	34.9	34.9	33.8	32.8	35.6	36.9	34	32.8	35.5	36	32.7	35	33.5	34.5	32.7	32.4	31.7	31.5	26	36.2	33.67
SEPTIEMBRE	31.4	33.2	31.9	29.7	32.2	29.8	30.1	31.1	30.9	30.9	26.3	32.6	35.3	33.2	16.8	29.5	29.7	23.4	23.3	31.8	29.65
OCTUBRE	28.8	28.1	26.1	26.4	27.2	28.4	29.1	29.2	28.3	26.6	22.8	30.8	31.3	28.7		27.8	27	25.9		30.2	25.13
NOVIEMBRE	23.9	24.7	22.7	19.4	24.8	25	20.3	24.2	25.3	23.7	21.2	23.3	23.7	23.6		20.8	27.6	19.6		25.2	20.55
DICIEMBRE	18.8	19.7	18.9	18.5	20.4	21.3		20	18.2	18.4		23.8	22.1	19.8			18.9			22.6	14.07
PRECIPITACIÓN (mm)																					
AÑOS	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	PROMEDIO
ENERO	13.97	22.1	0	0	0	0	0	0	4.07	0	0	0	0	0	0	2.54	0	0	0	0	2.1
FEBRERO	0	147.07	3.05	0	17.02	0	6.35	0	0	0	0.76	0	0	0	0.76	0	0	0	0	0	8.7
MARZO	0	0	0	5.08	0	0	0	0	1.02	0	0	0	1.52	0	6.09	0	0	0	0	0	0.6
ABRIL	3.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.2
MAYO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
JUNIO	0	0	0	0	140.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	16.0	114.56	13.5
JULIO	140.97	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.52	0	0	0	4.06	0	0	10.93	0	7.8
AGOSTO	0	1.02	3.56	1.02	137.15	0	1.02	13.97	0	0	0	0	0.76	9.14	24.13	3.05	11.94	0	12.96	0	10.9
SEPTIEMBRE	0	0	4.06	0	87.13	27.94	1.02	7.87	7.36	4.06	0.76	0	9.91	0	0	0	5.08	0	0	9.91	8.2
OCTUBRE	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.76	0	0	0.76		0	0.51	0		0	0.1
NOVIEMBRE	0	0	0	180.09	0	0	0	0	0	0	0	1.27	0	0		0	0	0		0	9.1
DICIEMBRE	0	23.11	0	0	0	7.11		0	0	0.76		4.57	0	4.06			0			0	1.9

Tabla 9. Temperatura del aire (°C) y precipitaciones mensuales en la estación de Zouerat para el periodo 1990-2009. (Datos procedentes de la Sociedad de Aeropuertos de Mauritania (SAM), obtenidos el 15 de abril del 2011).

ATAR

TEMPERATURA (°C)																					
AÑOS	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	PROMEDIO
ENERO	18.9	22	23	21.7	20.4	20.6	23.4	22.8	22.6	19.7	21.6	22.3	35.3	22.5	21.5	19.6	23.4	21.7	19.7	21.13	22.19
FEBRERO	26	21.3	23.9	23.3	24	24.9	24	25.6	27.9	20.4	25.4	24.5	31	25.4	21.6	22.5	24.6	24.9	23	23.21	24.37
MARZO	29.8	24.3	24.5	26.8	25.5	25.8	26.8	25.5	28.7	24.7	29.9	28.7	26.9	26.7	28.9	27.5	25.2	29.4	26.6	25.61	26.89
ABRIL	27.4	28.5	28.7	30.2	30	27.7	30.5	28.2	29.7	33	32.1	31.1	23.9	29.6	30.1	31.8	29	32.2	28.4	28.1	29.51
MAYO	31.5	33	33.4	31.9	33.7	33.4	33.1	32.3	32.4	35.4	33.9	31.2		31.5	34.8	31.9	31.9	29.8	33.6	29.43	30.90
JUNIO	34.8	35.3	32.7	35.6	36.7	36	36.7	35.1	35.8	37.3	37.6	36.5		36.1	37.2	36.7	34.6	35.5	35.1	32.26	33.80
JULIO	35.4	37.1	34.6	35.6	34.9	34.6	34.7	35.9	35.9	34.4	36	36.6		35.2	34.8	37.3	35.6	35.6	36.3	32	33.60
AGOSTO	35.1	35.9	35.6	34.8	35.9	36.6	32.1	34	35.5	34.3	34.4	36.1		35.7	36.2	35.4	36.2	35.3	36.6	31.7	33.37
SEPTIEMBRE	35.5	35	34.4	33	33.5	31.5	23.8	34.5	33.2	34.6	34.7	36		35.4	34.4	35.1	34.3	35	35.2	30.45	31.97
OCTUBRE	32.5	31.1	29.1	30.6	30.9	31.5		31.6	31.5	31.4	31.1			33	33.6	31.5	31.3	29.8	32.6	25.15	26.41
NOVIEMBRE	27.4	26.8	25.3	23.4	28.2	29.1		27.3	26.4	28.3	25.9			27.2	32.3	28.8	28.6	26.4	27.6	21.95	23.04
DICIEMBRE	22	22.7	22.4	22.9	23.5	22.3		22.5	21.6	23.8	23.2			21.5	26.1	22.9	23.5	22.7	25.5	18.45	19.37
PRECIPITACIÓN (mm)																					
AÑOS	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	PROMEDIO
ENERO	1.02	0	1.02	0	0	22.1	107.9	0	1.02	0	2.79	0	7.11	0	0	1.02	0	0	0	0	7.2
FEBRERO	0	0	0	0	0	0	1.02	0	0	0	2.04	0	61.97	0	2.03	0	0	0	2.03	0	3.5
MARZO	20.0	0	0	1.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.02	0	0	4.06	0	0	0	1.3
ABRIL	5.08	0	0.25	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.03	0	0	0	0	0	0	7.36	0.7
MAYO	0	0	0	1.02	0	0	0	0	0	0	0	0.76	0	0	0	20.07	0	0	0	0	1.1
JUNIO	0	0	0	0	0	0	0	2.03	0	0	0	0	0	1.02	0	0	0	0	2.03	5.08	0.5
JULIO	24.1	0	0	0	0	0	0	8.89	10.9	0	0.76	0.76	0	19.05	30.99	0	0	12.9	0	0	5.4
AGOSTO	16.7	7.62	5.08	22.86	19.0	24.8	0	17.7	0	0	3.04	2.03	0	4.07	0	7.87	3.05	1.02	3.05	108.1	12.3
SEPTIEMBRE	11.9	15.5	10.9	104.15	26.1	35.8	0	12.1	4.07	8.63	9.91	0.76	0	1.02	103.1	23.88	3.05	9.14	8.13	25.0	20.7
OCTUBRE	0	0	0	0	0	0	0	11.9	18.0	0.76	7.87	0	0	0	0	0	0	0	0	38.0	3.8
NOVIEMBRE	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.76	2.03	0	0	7.87	0	0	0	0	0	12.0	1.1
DICIEMBRE	0	0	1.02	81.03	0	40.8	0	0	137.0	3.81	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15.0	13.9

Tabla 10. Temperatura del aire (°C) y precipitaciones mensuales (mm) en la estación de Atar para el periodo 1990-2009. (Datos procedentes de la Sociedad de Aeropuertos de Mauritania (SAM), obtenidos el 15 de abril del 2011.

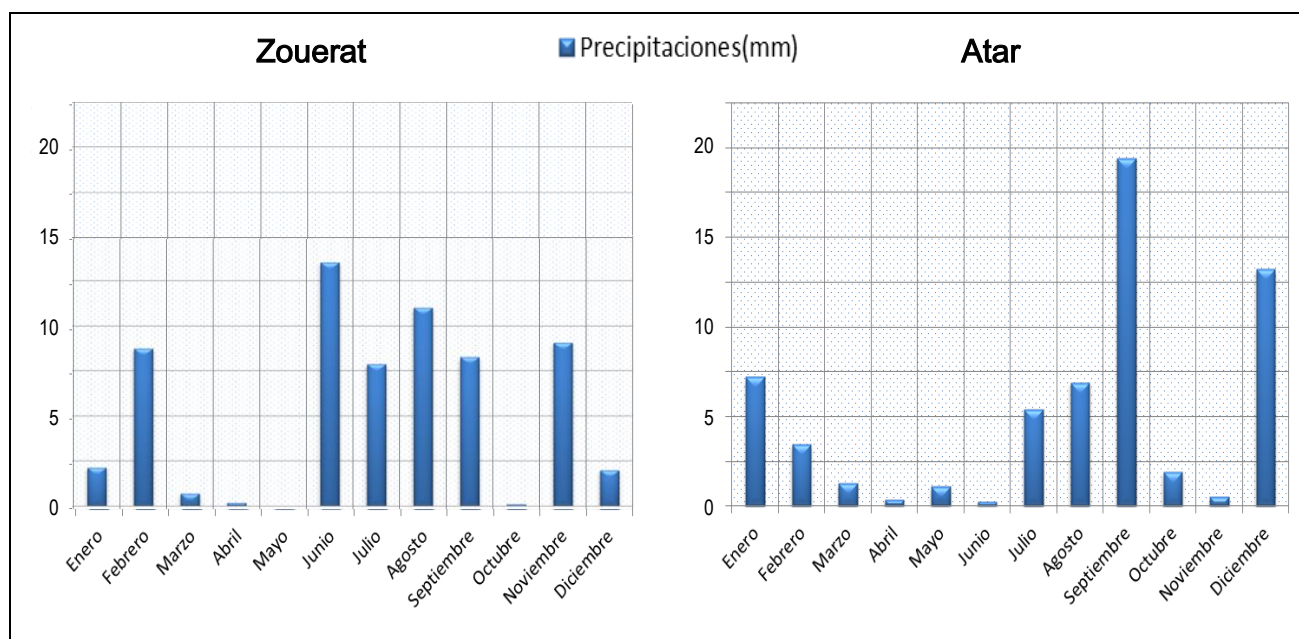


Fig. 62. Precipitaciones medias para el periodo de 1990-2009 en las estaciones de Zouerat y Atar.

8.3. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

El desarrollo de las características hidrológicas tanto superficiales como subterráneas en todo el desierto del Sahara está condicionada, al igual que en otras latitudes, por las condiciones climatológicas reinantes. De ahí que las escasas precipitaciones y la ausencia de cobertura vegetal perenne, dé lugar a una intensa erosión eólica. Los cauces fluviales, después de los periodos de lluvia, son cubiertos por arena transportada por el viento; este hecho da lugar a la formación de pequeños mantos detríticos en el lecho de los mismos.

Como consecuencia de ello, además del viento, en las zonas desérticas el agua puede llegar a ser un agente modelador de primera magnitud. Esto se debe a que las lluvias, aunque escasas, son intensas y a que los suelos están pobremente protegidos por la vegetación, lo que da lugar a una gran actividad de algunos procesos geomorfológicos superficiales (Yair y Lavee, 1985).

El área de estudio se caracteriza, al igual que todo el territorio saharauí, por presentar una precaria red de drenaje debido especialmente a la conjugación de los factores mencionados con anterioridad. Esta precariedad no siempre ha reinado en el territorio, debido a que en épocas del Neolítico existía otro clima que se caracterizaba por la presencia de episodios de lluvia más frecuentes y un desarrollo muy amplio de la red fluvial. En la actualidad podemos clasificar la red de drenaje presente en el área de estudio en tres grandes grupos:

- Red de cauces bien definidos. Esta red está relacionada en su mayoría con zonas de ríos antiguos que existieron en el Neolítico, cuando estas áreas estaban cubiertas por vegetación y existía un drenaje de agua por los cauces de dichos ríos de forma perenne. La existencia de estos ríos está contrastada en el estudio paleoambiental realizado por Gasse (1999) en zonas tropicales y subtropicales de África. Este autor llegó a la conclusión de que hace alrededor de 10.000-4.000 años estas regiones presentaban un amplio desarrollo de vegetación condicionado por la existencia de periodos de lluvia más frecuentes. El mismo autor demuestra también que los periodos de alternancia climática que dieron lugar al actual desierto, y por ende al precario desarrollo de la red hidrográfica actual, tuvieron lugar durante el Holoceno. En la actualidad estos cauces secos constituyen durante los aguaceros el lugar por donde transita la mayor carga de sedimentos que es arrastrada por las aguas; también constituyen los lugares donde se concentra la vegetación más desarrollada, especialmente de acacias.
- Redes asociadas a abanicos aluviales. Estas estructuras tienen una amplia presencia en el área de estudio, especialmente en el dique de Zug. Se trata de redes formadas por pequeños cauces que son labrados por las aguas durante los episodios de lluvia. Se caracterizan por presentar un pobre desarrollo, y cambian su configuración con cada periodo de lluvia; en ellas se da también una cierta concentración de vegetación, especialmente de acacias.

- Sabkhas. Estas estructuras presentan un amplio desarrollo en toda el área de estudio. Se caracterizan por ser puntos de descarga superficial durante los episodios de lluvia, ya que una gran parte del agua transportada por la escorrentía superficial termina en ellas. De ahí que gran parte de las captaciones del agua que se emplea para el consumo animal se localicen en las zonas de *sabkha*. También estas estructuras pueden constituir posibles puntos de recarga de los acuíferos.

En el área de estudio las aguas de lluvia pasan por los tres dominios mencionados (Fig. 63): después de las precipitaciones el agua generada por la escorrentía pasa primero a circular por los abanicos, después forma la escorrentía canalizada en los arroyos y ríos, y finalmente es descargada en las *sabkhas*, donde parte del agua se infiltra y la otra parte sufre procesos de evaporación.

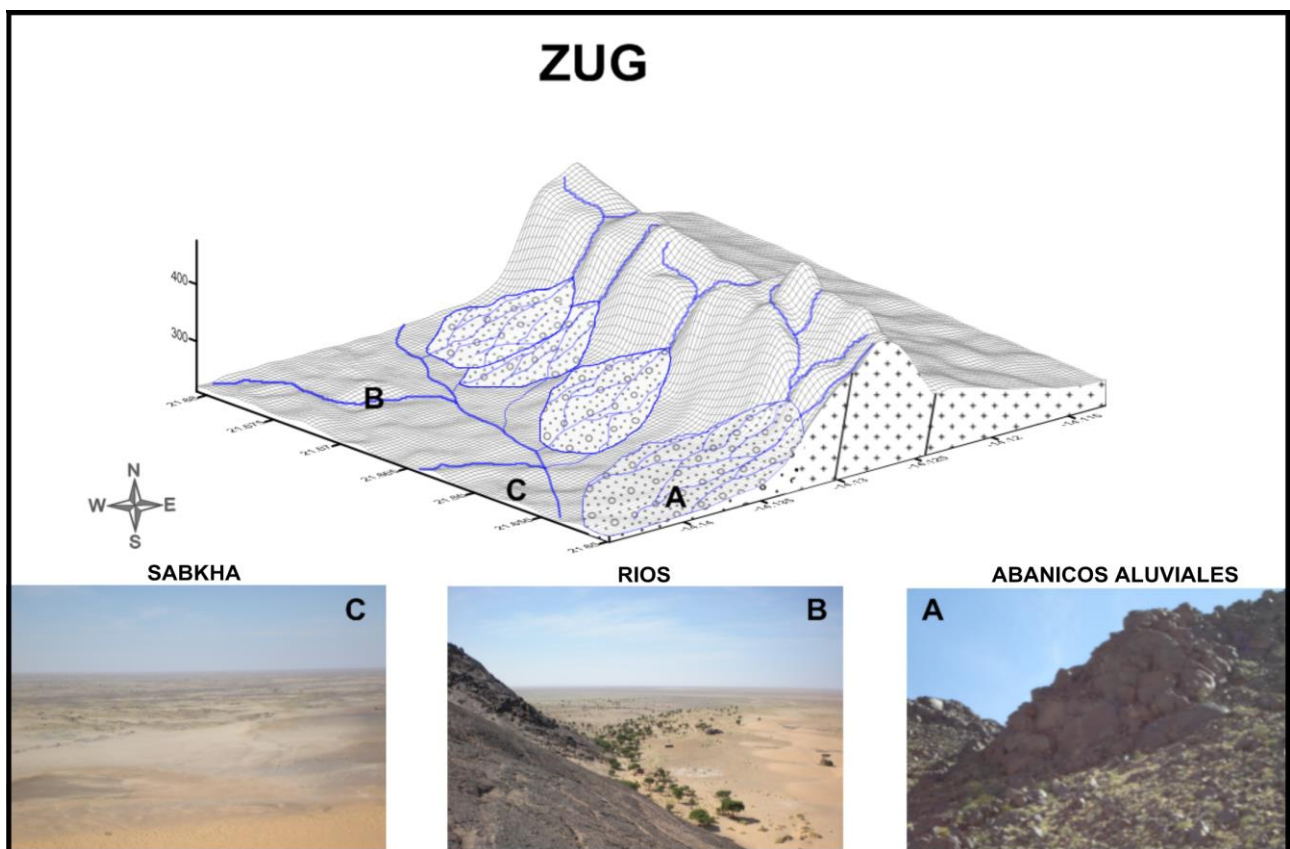


Figura 63. Representación esquemática de las diferentes estructuras que intervienen en la hidrogeología superficial en Zug (Elaboración propia).

8.4. INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA

La naturaleza de los puntos de agua en todo el territorio saharaui corresponde preferentemente a captaciones someras de muy poca profundidad, que en su mayoría se localizan en el lecho de los cauces secos o cerca de zonas de *sabkha*; unas y otras representan casi la totalidad de los pozos existentes en todo el territorio. Un segundo grupo corresponde a las captaciones de mayor profundidad, fundamentalmente sondeos o pozos perforados.

Debido al difícil acceso a la zona, la situación de conflicto existente en el territorio y el escaso tiempo del que se dispuso para el trabajo de campo, el presente estudio se ha enfocado a la realización de un inventario de puntos de agua de carácter general, y a la vez representativo de todo el territorio (Fig. 64), con el objetivo de caracterizar las captaciones existentes en toda la zona y, en la medida de lo posible, extraer algunas conclusiones sobre el comportamiento hidrogeológico de la región. Se dividió el trabajo en dos fases:

- En una primera fase se procedió a la selección de los puntos de agua más significativos en todo el territorio (Tabla 11). Como se puede apreciar en dicha tabla, el código de las captaciones no sigue una numeración continua; esto se debe a que de algunos pozos que se habían seleccionado con anterioridad no pudimos tomar muestras para su análisis en laboratorio. Por ello que se ha optado por conservar la misma referencia que se ha entregado en los laboratorios. Se tomaron datos sobre la antigüedad de la captación, su profundidad y el uso que le confiere la población autóctona. Basándonos en los criterios citados con anterioridad, se pudieron seleccionar 18 captaciones que reúnen las características necesarias para el muestreo (Anexo I).
- En la segunda fase se procedió al análisis *in situ* de las propiedades físico-químicas del agua, la recogida de muestras para las posteriores determinaciones analíticas en

laboratorio, y la descripción de las características generales de las captaciones muestreadas (profundidad y diámetro de la captación, profundidad del nivel estático del agua, y otras).

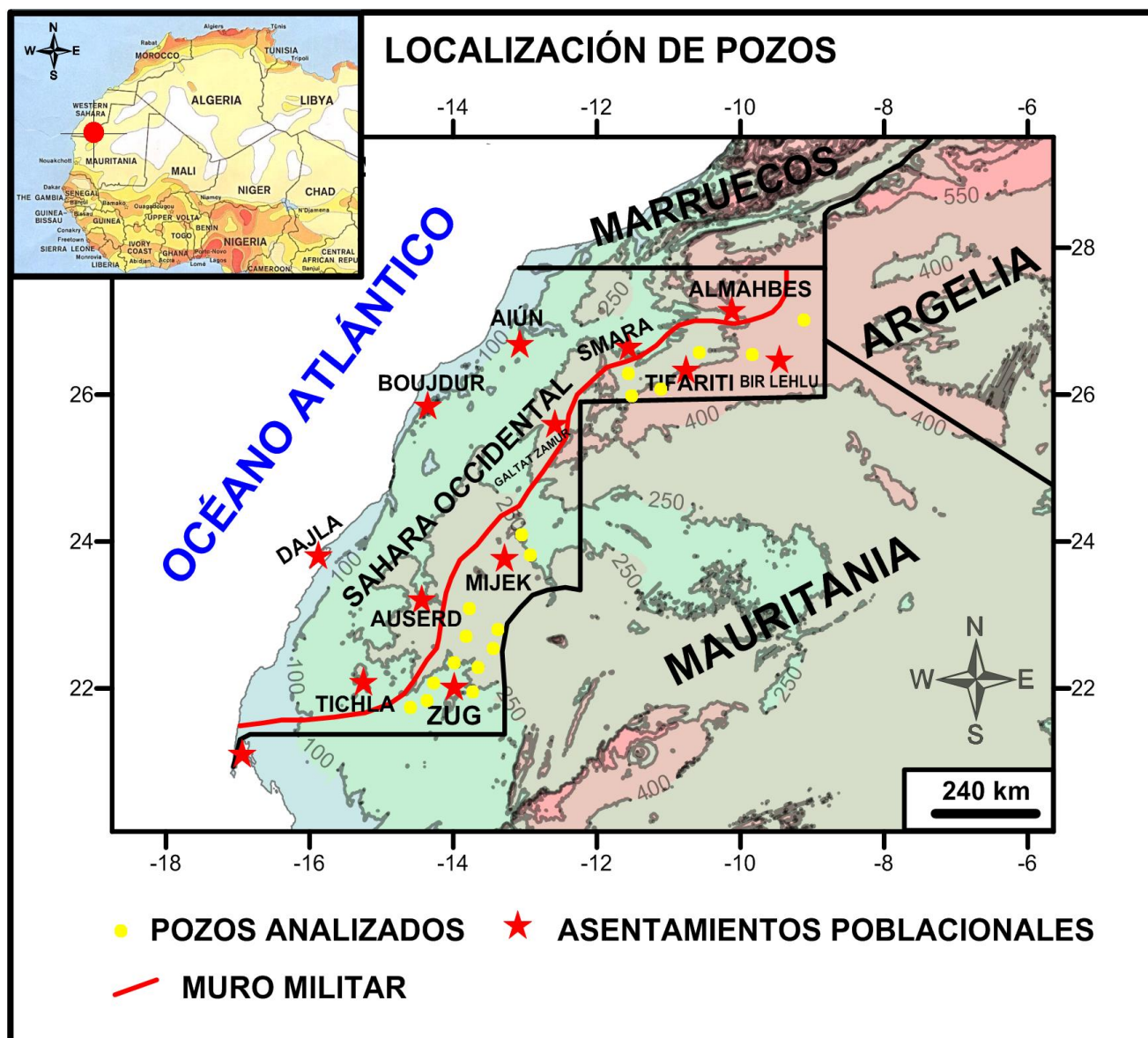


Figura 64. Localización de las diferentes captaciones muestreadas durante la campaña de campo en el territorio saharaui.

NOMBRE DEL POZO	CÓDIGO	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)
LIGAZA	4	N 2947029.36	E 505044.02	435
BIR LEHLU (POTABLE)	6	N 2914464.96	E 443032.77	485
BUEIR KANAM	8	N 2916524.93	E 429757.56	483
SONDEO BUEIR TIKISIT	9	N 2879287.67	E 351554.68	497
POZO ARTESANAL (TIKISIT)	10	N 2880245.30	E 350223.79	506
SONDEO TIFARITI (OFICIAL)	11	N 2894058.68	E 343874.06	499
SONDEO NUEVO (TIFARITI)	12	N 2894998.15	E 344288.68	497
SONDEO TIFARITI (ÓSMOSIS)	13	N 2894639.76	E 343746.88	506
POZO ARTESANAL (AMHERIZ)	14	N 2893647.50	E 294139.03	383
POZO ASFEIA	15	N 2897177.87	E 270545.89	351
ARTESANAL (MIJEK,MINURSO)	16	N 2596852.66	E 729928.85	282
POZO EIJ	18	N 2467667.33	E 609042.50	274
ARTESANAL (ZUG,POTABLE)	19	N 2390207.43	E 588171.83	223
POZO AGLAT (ZUG)	20	N 2388861.49	E 588022.20	221
POZO MABRUK (ARTESANAL)	22	N 2454209.04	E 698154.73	329
AGUEINIT OFICIAL	24	N 2454110.13	E 691394.18	320
AGUEINIT OESTE	26	N 2454072.64	E 691005.40	320
SONDEO AGUEINIT	28	N 2454112.10	E 691392.96	344

Tabla 11. Lista de captaciones muestreadas durante la campaña de campo 2011.

En términos generales la gran mayoría de las captaciones existentes en la zona de estudio, así como en el resto del territorio saharauí, están construidas por la mano del hombre sin apenas medios técnicos. Existen también algunos sondeos profundos, la mayoría de los cuales están localizados en la zona norte del territorio. Todas estas captaciones las podemos dividir en tres grupos:

- 1: El primer grupo lo conforman pozos someros con profundidades inferiores a siete metros. Estas construcciones se caracterizan por estar alojadas en una pequeña depresión granítica que se ha ido rellenando de materiales arenosos aportados por los pequeños arroyos, apenas hoy día operativos. Los depósitos de relleno son producto de los procesos de meteorización a los que han estado sometidos los materiales graníticos. La construcción de dichas captaciones data de fechas muy recientes y el agua que se extrae de ellas se emplea básicamente para el consumo animal.
- 2: El segundo grupo lo conforman pozos excavados hasta profundidades superiores a veinte metros. Están alojados en zonas muy alteradas del basamento granítico. La existencia de redes de fracturas conectadas entre sí hace posible la existencia de agua en estas captaciones a lo largo de los largos periodos de sequía que azotan esta región. El agua que se extrae se emplea para el consumo humano y animal. Estas captaciones datan de épocas anteriores a 1940 y constituyen puntos de referencia obligada de todas las caravanas de camellos que transitan por esta región.
- 3: El tercer grupo lo conforman sondeos con profundidades superiores a los 60 metros, y datan de fechas muy recientes, posteriores a 1990. La mayoría están alojados en rocas graníticas, a excepción del pozo de Asfeia, que se localiza en material sedimentario del Ordovícico (Ron, 2009).

En el Anexo I se muestran las fichas detalladas de los distintos pozos inventariados en el entorno de la región estudiada. A título de ejemplo se presenta a continuación la ficha del inventario de puntos de agua correspondiente al pozo de Ligaza (Fig. 65).

POZO Ligaza				
PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS		COORDENADAS		
		GEOGRÁFICAS	UTM	
CAUDAL (L/s)		-14° 94' 93.1"	X:	505044
NIVEL ESTÁTICO (m)	16	26° 64' 42.02"	Y:	2947029
NIVEL DINÁMICO (m)		ALTITUD(m.s.n.m.)		
		435		
PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	24	UBICACIÓN		
Ph	7,13	Está a unos 60 km al noreste de Bir Lehlu.		
CONDUCTIVIDAD (µS/cm)	4.603	USOS/LUGARES ABASTECIDOS		
TEMPERATURA (°C)	23,5	El agua que se extrae de este pozo se emplea básicamente para el ganado y algunas labores domésticas de los nómadas, como el lavado de ropa.		
EMBOQUILLE (cm)	75			
COMENTARIOS		CONSTRUCCIÓN		
Es un pozo construido por el Frente Polisario entre 1999 y 2002. Para la extracción de agua de este pozo se alternan un generador eléctrico de diesel y cuatro paneles solares, que recargan las baterías existentes.		Artesanal, con un diámetro de 1,5 m.		
		GEOLOGIA		
		Está localizado en una región que está constituida principalmente por depósitos cuaternarios, principalmente arenas, que se acumulan en las <i>sabkhas</i> durante los episodios de lluvia.		



Figura 65. Ficha de inventario realizado al pozo de Ligaza durante la campaña de campo del 2010.

8.5. DOMINIOS HIDROGEOLÓGICOS EN LA REGIÓN DE TIRIS

La región de estudio cubre una superficie de alrededor de 7.600 km², repartidos entre dos pequeñas cuencas que toman su nombre de los ríos Atui y Azzefal (Fig. 66). El nombre de estas dos cuencas es de asignación propia, y se basa en el recorrido que desarrolla tanto el río de Atui como el de Azzefal, respectivamente. Cuando nos referimos a ríos, hablamos de una serie de cauces que se mantienen gran parte del tiempo en régimen de sequedad absoluta debido a la ausencia de lluvias durante grandes periodos de tiempo en toda la región.

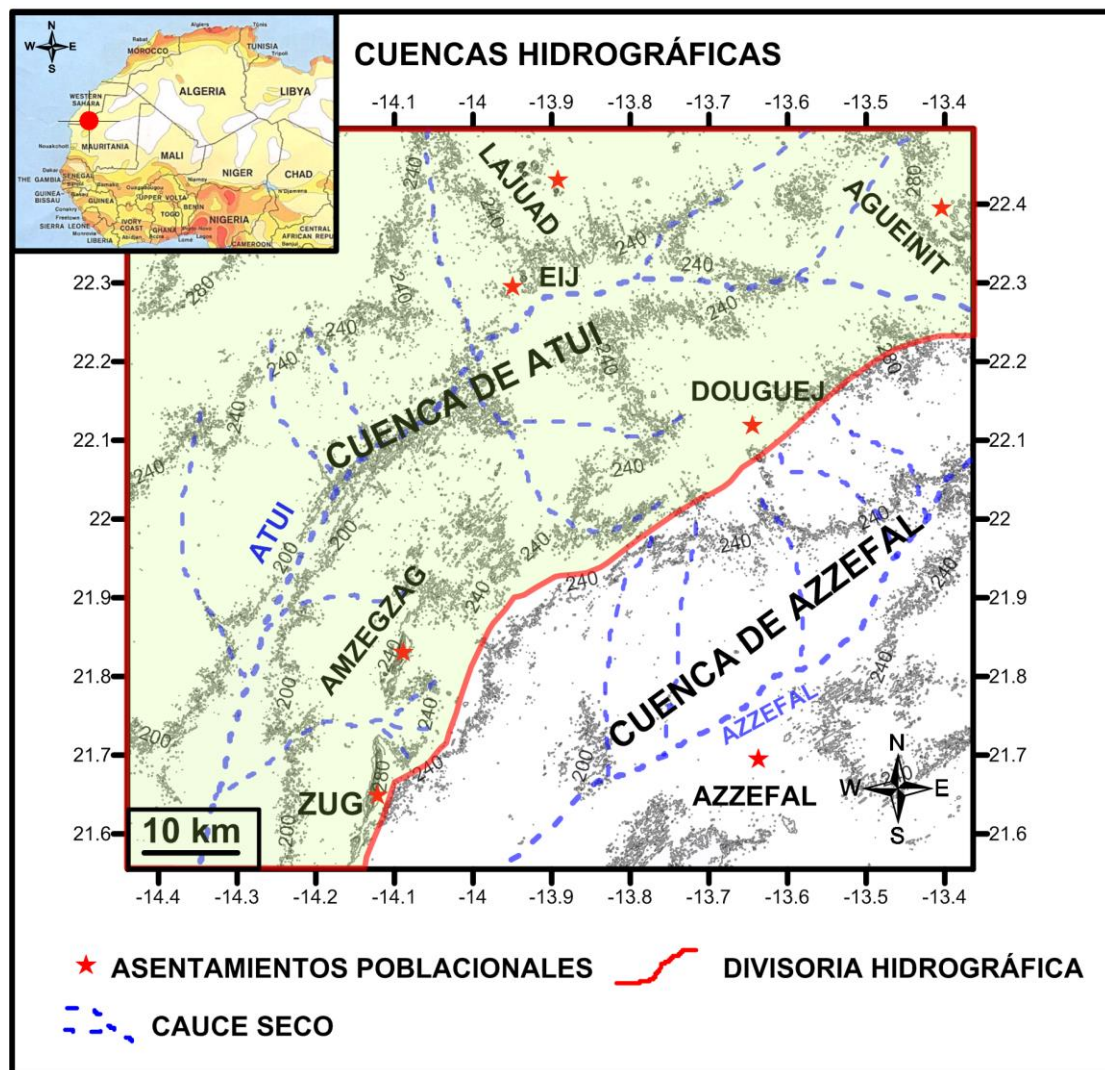


Figura 66. Mapa de representación de las dos cuencas hidrográficas existentes en el área de estudio.

La **cuenca de Atui** se localiza en torno al río del mismo nombre, cuyos principales afluentes nacen en Agueinit, al NW de Zug, y en Lajuad. La cuenca se extiende tanto por el SE del territorio saharauí como por el NW de Mauritania, donde el Atui desemboca en el Océano Atlántico.

Esta cuenca es la más extensa y se caracteriza por presentar una red de cauces muy amplia y bien definida en comparación con la cuenca de Azzefal. Gran parte de los dos dominios hidrogeológicos presentes en la región pertenecen a esta cuenca.

La **cuenca de Azzefal** recibe su nombre del río al que vierten sus aguas los afluentes, de cauces muy cortos y mal definidos. Durante los episodios de lluvia, las aguas que circulan en esta zona presentan una tendencia al estancamiento debido fundamentalmente a mal desarrollo de la red de drenaje, favorecido por una topografía casi plana. Por ello se concentran en esta zona la mayor parte de las *sabkhas* existentes en toda el área de estudio.

En la región de estudio se pueden distinguir dos dominios hidrogeológicos, de carácter muy parecido desde el punto de vista de sus constituyentes geológicos, que, sin embargo, presentan una marcada diferencia en cuanto a su carácter hidrogeológico. Estas dos unidades que describiremos a continuación son el Dominio hidrogeológico de Zug y el Dominio hidrogeológico de Azzefal.

8.5.1. Dominio Hidrogeológico de Zug

Esta unidad se extiende por las dos cuencas hidrográficas antes mencionadas, abarcando la mayor parte del área de estudio. Está constituida por materiales de diferentes edades geológicas, especialmente granitos del Arcaico, con un elevado grado de fracturación. Los otros materiales constituyentes de este dominio son básicamente materiales de edad reciente, como los detritos que componen los canchales presentes en el lado oeste del dique de Zug, los materiales sedimentarios de naturaleza evaporítica

presentes en los depósitos de *sabkhas* y, por último, los sedimentos de naturaleza eólica que se encuentran en forma de pequeños mantos que cubren los cauces secos de los ríos.

A continuación se describen las características geológicas e hidrogeológicas de los diferentes reservorios que componen el Dominio hidrogeológico de Zug.

❖ Granitos fracturados: estos materiales constituyen la mayor parte de la unidad hidrogeológica de Zug (Fig. 67). Se caracterizan por estar afectados por una red de fracturas muy amplia, la cual se encuentra cubierta por pequeños mantos de alteración como resultado de los intensos procesos de meteorización existentes en la zona. Se ha podido observar que en la mayor parte del área de estudio el espesor de esta capa resultante de la meteorización no supera los 50 cm, probablemente debido a que la región presenta grandes estructuras planas por donde soplan de forma casi constantes los vientos de componente NE; ello hace que los espesores sedimentarios no superen la cifra anteriormente mencionada. Sin embargo en regiones de depresión como las *sabkhas*, estas acumulaciones pueden superar varios metros de espesor.

La mayor parte de estas fracturas presentan una orientación NE-SW, y existe otro grupo reducido que presenta una orientación de SE-NW.

De las captaciones existentes en el área, destaca por su uso el pozo de Zug, que incluso en épocas de prolongada sequía se mantiene como importante fuente de agua para el suministro, tanto para los habitantes como para sus rebaños en la región. Durante la campaña de campo hemos podido determinar el caudal de esta captación, estimación que se realizó a través del llenado de una cisterna con capacidad para 20 m³ en un tiempo de 105 minutos, lo cual nos da una idea aproximada del caudal de esta captación que es algo superior a 3 L/s. Según las informaciones suministradas por los nómadas de la región, este pozo mantiene un caudal prácticamente constante.

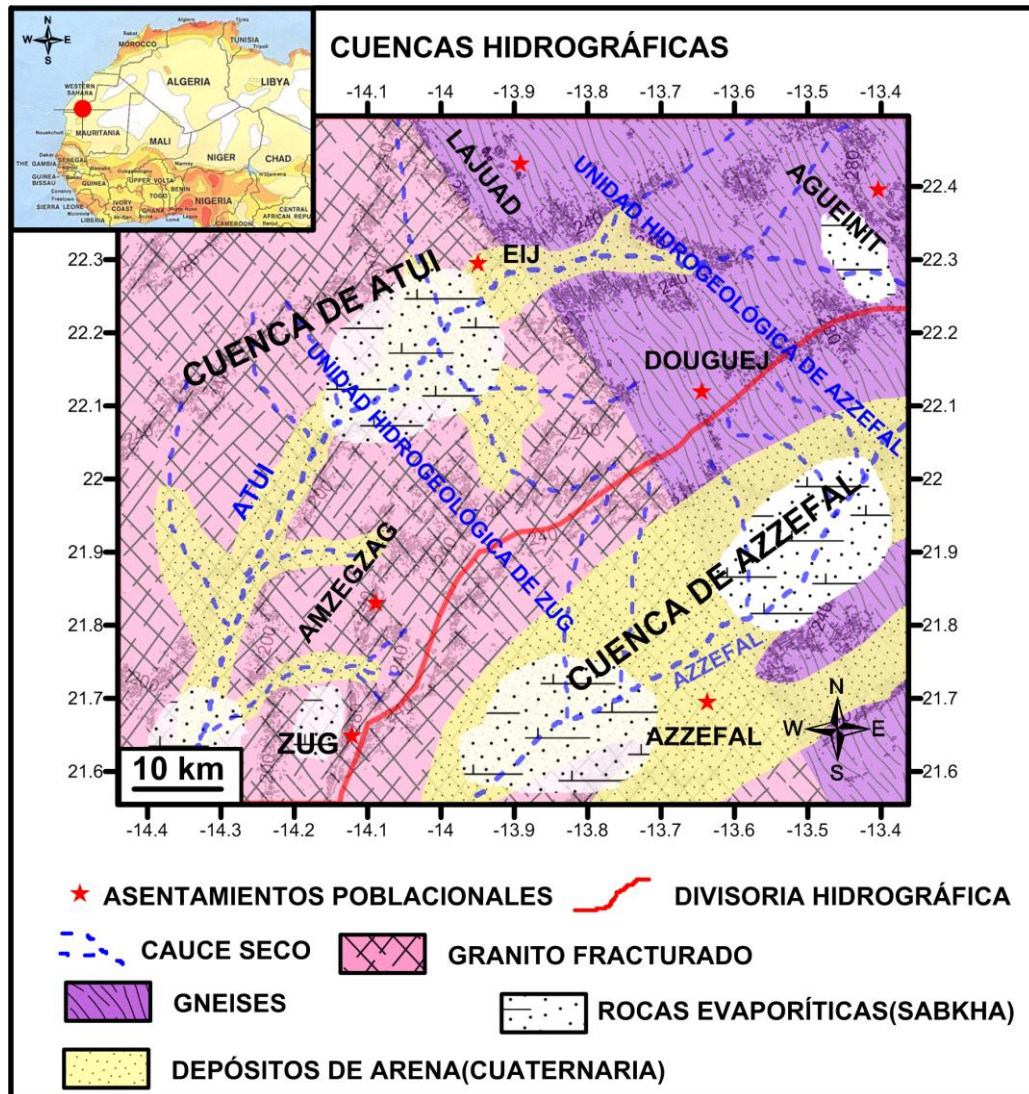


Figura 67. Mapa general de la zona de estudio con las diferentes cuencas y las unidades hidrogeológicas presentes en el área, así como los diferentes materiales que componen estas unidades.

- ❖ Abanicos aluviales: se trata de estructuras con una amplia representación en esta unidad, especialmente en las inmediaciones del dique de Zug. Se caracterizan por su naturaleza detrítica, principalmente fragmentos de rocas de granulometría variada, como resultado de los procesos de meteorización física de los gabros que componen el dique. La mayor parte de las acacias existentes en las cercanías del dique se desarrollan sobre los materiales acumulados en estas estructuras. Los abanicos tienen una longitud de alrededor de 400 m desde la zona del dique, y se localizan en la parte occidental del mismo (Fig. 67).

- ❖ Bancos de arena: estas estructuras son el resultado de la combinación de procesos de meteorización física y la actividad eólica existentes en toda la región. Los bancos de arena se dividen en dos grupos:
 - ✓ El primero de ellos está representado por los pequeños mantos de arena que se encuentran rellenando los cauces secos; son de carácter temporal, ya que desaparecen con los episodios de lluvia. La mayoría de estos mantos se localizan en zonas donde el cauce está muy bien definido.
 - ✓ El segundo grupo está representado por cadenas de dunas que se han ido acumulando en la zona donde se forman grandes depósitos de *sabkhas*. La humedad existente en estas áreas y la capilaridad característica de las arenas hacen que estos bancos se mantengan durante largos periodos de tiempo. Presentan una orientación NE-SW, siguiendo la dirección predominante de los vientos en toda la región.
- ❖ Sabkhas: como todas las regiones desérticas, la zona de estudio se caracteriza por la amplia presencia de sedimentos evaporíticos, que se forman en las áreas de *sabkha* (Fig. 67).

Su formación se debe principalmente a los procesos de acumulación de aguas de escorrentía en las zonas más deprimidas topográficamente, a la posterior evaporación a la que se ven sometidas y a la ausencia de lluvias de carácter permanente. La mayoría de las captaciones de agua que existen en Zug se ubican aquí. Durante la campaña hemos contabilizado 26 pozos en esta zona de *sabkha*, todos los cuales poseen una profundidad inferior a 7 m y su agua se emplea para el consumo animal.

8.5.2. Dominio Hidrogeológico de Azzefal

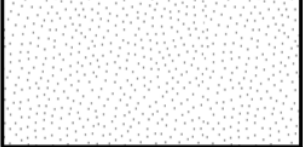
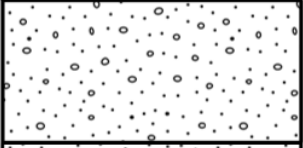


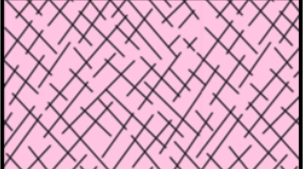
Se extiende por las dos cuencas hidrográficas existentes en la región (Fig. 67) Se diferencia del Dominio hidrogeológico de Zug por la ausencia casi total de fracturas importantes y por

la presencia de gneises, cubiertos por un pequeño regolito resultante de la actividad de meteorización a la que están sometidos los gneises. En este ámbito existen pocas captaciones de agua, y tanto en Ageininit como en Douguej, durante el verano se abastecen del agua que se trae de Zouerat y Eij, respectivamente. Nuestro estudio se va a centrar en el Dominio hidrogeológico de Zug.

8.6. CARACTERÍSTICAS DE LOS ACUÍFEROS

La principal característica que condiciona las propiedades de los parámetros hidrogeológicos de un acuífero está determinada en gran medida por la naturaleza geológica de los componentes del mismo y su textura. Basándonos en esta última propiedad, podemos dividir los acuíferos existentes en el área de estudio en dos grandes grupos que se diferencian entre sí por la forma en la que se encuentran los materiales constituyentes de los mismos: acuíferos formados por materiales sueltos y acuíferos fracturados de las rocas ígneas y metamórficas (*hard rocks*).

Los acuíferos existentes en Tiris están constituidos en su gran mayoría por materiales ígneos y metamórficos fracturados, y en menor medida por materiales no consolidados (Tabla 12). Los primeros están representados por rocas de naturaleza granítica y edad arcaica con un elevado grado de alteración, así como gneises también de la misma edad; mientras que el segundo grupo está representado por materiales derivados de la actividad eólica, los abanicos y la *sabkha*, todos ellos del Cuaternario.

SÍNTESIS ESTRATIGRÁFICA DE LA DORSAL DE TIRIS	EDAD	SERIE ESTRATIGRÁFICA	LITOLOGÍA	OBSERVACIONES	
	CUATERNARIO		ARENA DE ORIGEN EÓLICO	MATERIALES NO CONSOLIDADOS	ACUÍFERO LIBRE
			MATERIAL DETRÍTICO (GRAVA Y ARENA)		ACUÍFERO LIBRE
			ROCAS EVAPORÍTICAS Y MATERIAL CARBONATADO (SABKHA)		ACUÍFERO LIBRE
	ARCÁICO		GNEISES	MATERIALES CONSOLIDADOS	ACUÍFERO LIBRE
			GRANITOS MUY FRACTURADOS		

DISCORDANCIA

Tabla 12. Síntesis estratigráfica de los diferentes materiales constituyentes de las unidades hidrogeológicas existentes en la región de Tiris (Elaboración propia).

En Tiris los acuíferos constituidos por materiales consolidados cubren la mayor parte del territorio, y están representados en los dos dominios hidrogeológicos existentes en el área (Fig. 68). Dentro los materiales consolidados destacan el granito y los gneises, por su amplia distribución. Presentan un alto grado de fracturación debido a los intensos procesos de meteorización especialmente física condicionada por los cambios bruscos de temperatura entre el día y la noche. Ello ha dado lugar a la formación de mantos de alteración (regolitos), que cubren el substrato cristalino.

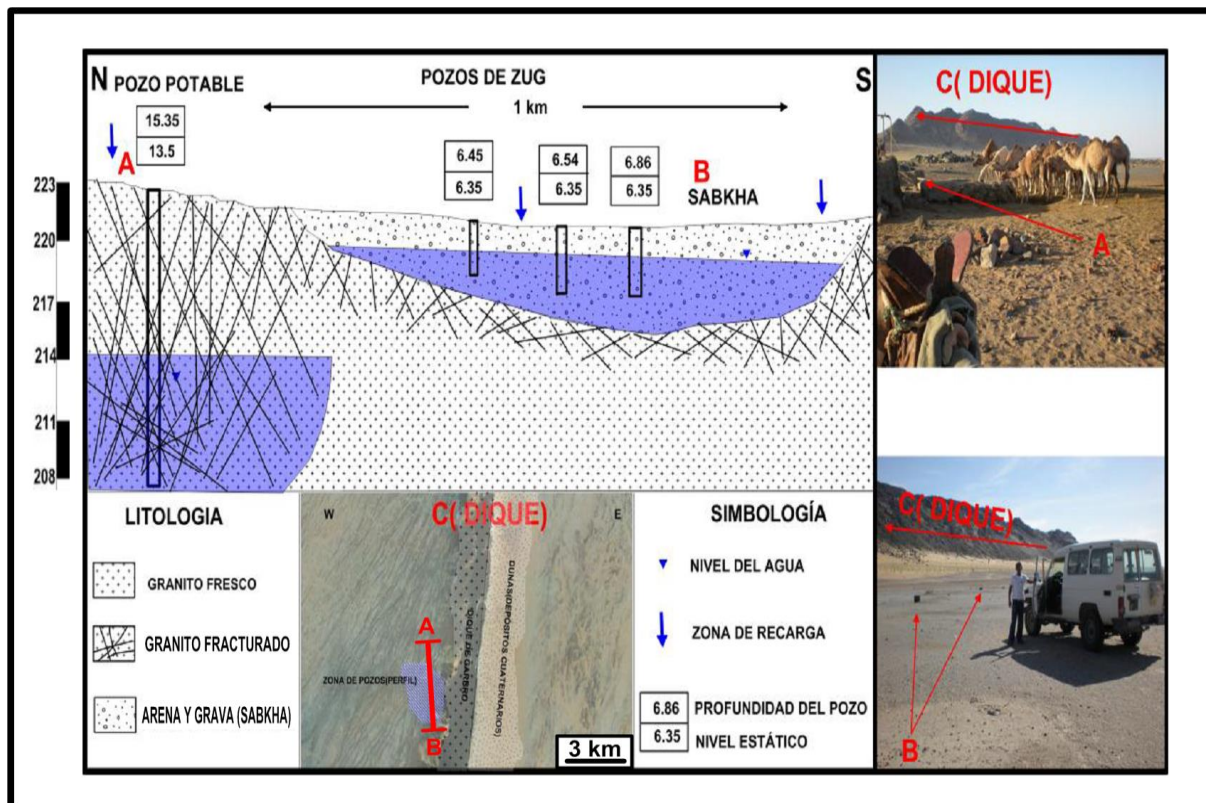


Figura 68. Características hidrogeológicas de los acuíferos consolidados y no consolidados en la región de Zug (Elaboración propia).

Estos regolitos juegan un papel importante en la hidrogeología de la zona de Tiris, especialmente si tenemos en cuenta que en el área no existe una red de drenaje muy bien definida, y que durante los episodios de lluvia gran parte del agua se aloja en estos mantos de alteración, debido a la estructura porosa intergranular, muy semejante a la de las formaciones geológicas no consolidadas. Los regolitos existentes en el área actúan también como posibles puntos de recarga de acuíferos profundos que están vinculados a grandes sistemas de fracturas, como parece ocurrir en el entorno del sondeo de 140 m de Ageineit.

Los acuíferos constituidos por sedimentos no consolidados están pobremente representados en la región de Tiris, en comparación con los de materiales consolidados; están constituidos por materiales geológicos de edad reciente, correspondientes en nuestro caso a depósitos sedimentarios del Cuaternario que no han sufrido procesos diagenéticos relevantes, entre los que destacan los depósitos de *sabkhas*. Otra característica importante

de este tipo de formaciones no consolidadas es que están asociados a depósitos superficiales, y se extienden a unos metros de profundidad, como se puede apreciar en la Figura 68. Estos depósitos superficiales constituyen acuíferos libres, que están conectados con acuíferos fracturados de naturaleza granítica, donde se localizan la mayor parte de las captaciones que se emplean para el uso de la población nómada de toda el área.

Los depósitos de abanicos aluviales que se encuentran en la zona -en su mayor parte en la vertiente oeste del gran dique de Zug (Fig. 69), están constituidos por materiales derivados de la meteorización del mismo dique. Estos depósitos acumulan grandes cantidades de agua durante los episodios de lluvia, que posteriormente pensamos pasa al substrato de granito fracturado que yace bajo ellos. Esto ocurre por el elevado grado de permeabilidad que poseen los acuíferos aluviales presentes en el área y su interconexión con los acuíferos fracturados.

En la región de Azzefal existe una amplia representación de formaciones de origen eólico, constituidas principalmente por arena que proviene de la meteorización y posterior deflación de las rocas existentes en el área. Los acuíferos constituidos por estos materiales presumiblemente presentan alta permeabilidad debido a su aparente buena selección granulométrica.

En esta zona hay grandes depósitos de *sabkhas* y abundantes bancos de arena. Durante los periodos de lluvia toda el agua que precipita es absorbida por las acumulaciones de arena, lo que determina que en esta región la red fluvial presente un precario desarrollo, en comparación con el área de Zug.

No nos ha sido posible cuantificar los valores de porosidad, coeficiente de almacenamiento, permeabilidad ni transmisividad en nuestra zona de estudio. Tales parámetros hidrogeológicos son imprescindibles para un adecuado conocimiento de la potencialidad de las aguas subterráneas en cualquier región, pero al no disponer de más datos que los correspondientes a dos ensayos de bombeo efectuados hace años por la

Unidad de Hidrogeología Saharaui en los pozos de Eij y Agueinit, cuya fiabilidad no ha podido ser contrastada, queda pendiente como propuesta necesaria para futuros trabajos que se emprendan en la zona.

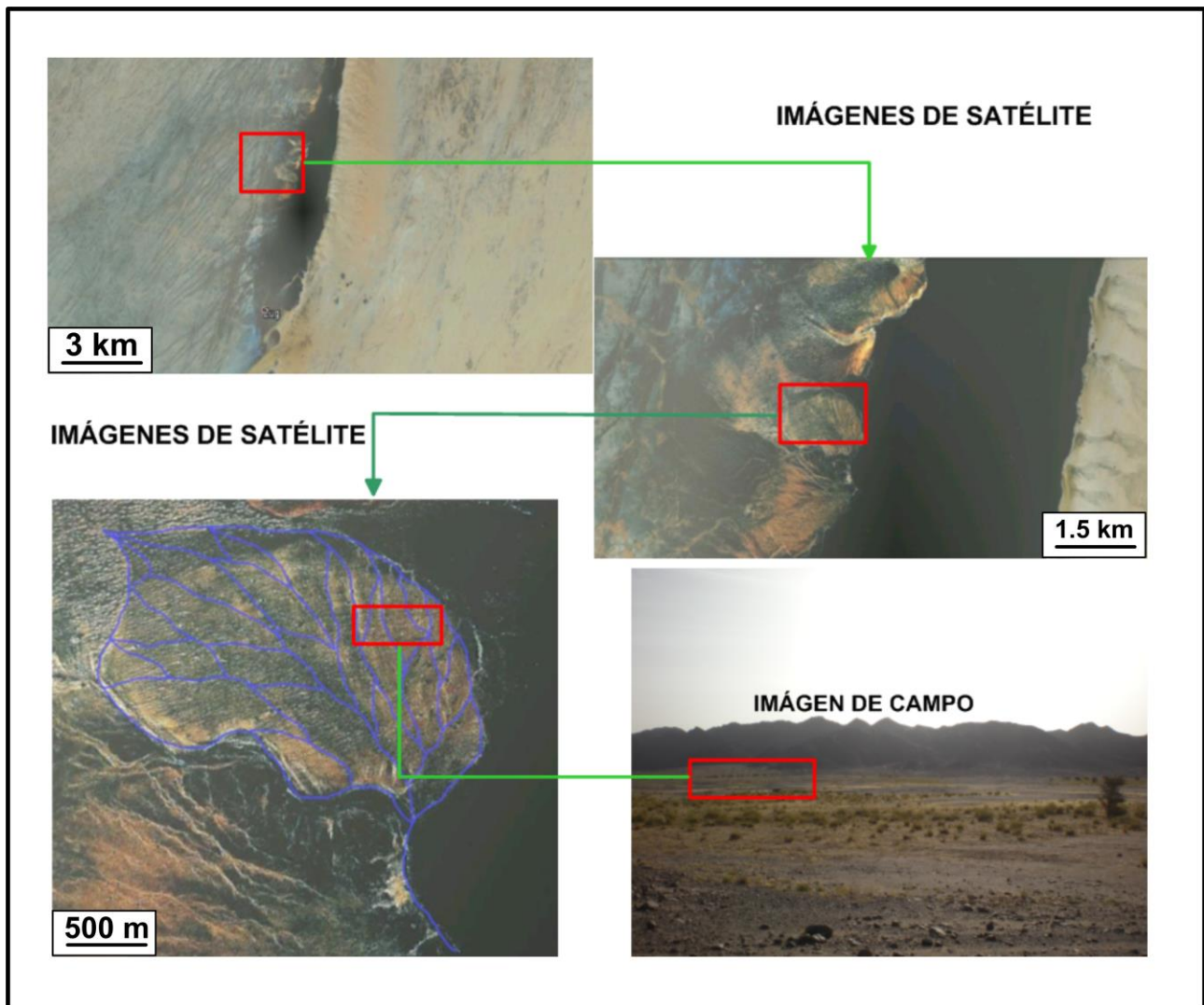


Figura 69. Representación esquemática de los depósitos de abanicos aluviales en el dique de Zug.

Capítulo 9

HIDROQUÍMICA Y CALIDAD DEL AGUA

9.1. INTRODUCCIÓN

La composición química de las aguas subterráneas y su análisis constituye un elemento de suma importancia para el estudio de la hidrogeología local y regional, así como para el conocimiento de la evolución mineralógica de las aguas y el funcionamiento de los acuíferos. Ese estudio permite agrupar y clasificar las aguas subterráneas en familias, ayudándonos a establecer hipótesis sobre el origen y recorrido que desarrollan dichas aguas en el subsuelo.

En el presente capítulo analizaremos primeramente la composición química de las aguas subterráneas existentes en la región de Zug y las posibles diferencias o similitudes que puedan tener estas con otras captaciones localizadas en áreas de características litológicas semejantes. En un segundo apartado se analiza la calidad química del agua para diferentes usos.

9.2. TRABAJO DE CAMPO

La primera campaña, que se realizó entre los días 9 y 13 de mayo del 2010, fue coordinada entre las ONG *Geosolidarios* e *Ingeniería Sin Fronteras* de Asturias (ISFA) y el Departamento de Hidráulica Saharaui (DHS). Para realizar la salida de campo, primero se acordó con el Ministerio de Medio Ambiente saharauí los puntos a visitar. Debido a la lejanía de la zona de trabajo se seleccionaron los puntos de agua más importantes para realizar el estudio, y así tener una idea generalizada sobre las características de las aguas subterráneas en los territorios saharauís bajo control del Frente Polisario.

Se seleccionaron 18 pozos (Fig. 64), entre captaciones artesanales y sondeos profundos. Durante la campaña también se recogieron dos muestras de 200 ml de agua de

cada pozo, que fueron analizadas en el Centro de Apoyo a la Investigación de Espectrometría Atómica de la Universidad Complutense de Madrid.

En la segunda campaña, realizada entre los días 5 y 17 de noviembre de 2010, participaron como miembros de la expedición Sidati Malainin Sidati, jefe del grupo de ingenieros del DHS y el autor de esta Tesis. El Ministerio de Medio Ambiente saharauí y el DHS e ISFA facilitaron los vehículos para la campaña, mientras que *Geosolidarios* puso a nuestra disposición los equipos de medición necesarios para la realización de la campaña.

9.3. MATERIALES EMPLEADOS EN CAMPAÑA

Para el desplazamiento a la zona de estudio se contó tanto con equipos de tecnología que reúnen los parámetros de calidad requeridos a nivel mundial- en este caso la normativa ISO 9001, y al mismo tiempo fueron adquiridos frascos de medida estándar para la recogida y conservación de las muestras de agua a lo largo de toda la campaña. A continuación se exponen los distintos materiales empleados:

- 60 frascos plásticos para la toma de muestras
- 1 sonda multiparamétrica modelo (AQUAREAD GPS AP 600)
- 2 frascos de 300 ml de solución RapidCal para la calibración de sonda.
- 1 frasco de 25 ml de solución (SS-25) para el mantenimiento de la sonda de pH
- 1 frasco de 25 ml de solución (DO-25) para el mantenimiento de la sonda de Oxígeno disuelto
- 1 sonda de 150 m de largo para medir la profundidad de las captaciones

9.4. MEDICIÓN DE PARÁMETROS FÍSICO-QUÍMICOS *IN SITU*

Es importante destacar que en la zona de estudio las captaciones están desprotegidas, y que se emplean en su mayoría para el consumo animal. Por ello para la medición de los parámetros *in situ* se procedió primero a revisar el estado del pozo para evitar tomar muestras de aguas estancadas; una vez revisados, se procedió a extraer el agua del pozo. En el caso de los sondeos, las muestras se toman después de un determinado tiempo de bombeo para evitar tomar agua retenida en la tubería durante el periodo de inactividad del sondeo, que pudiera originar datos erróneos. Los parámetros que se han medido *in situ* son:

- Temperatura
- Oxígeno disuelto
- Conductividad eléctrica
- Sólidos totales disueltos
- Resistividad
- Salinidad
- pH
- Potencial redox.

Después de la medición de los parámetros físico químico *in situ*, se procedió a la toma de muestras con el llenado de dos frascos de 200 ml por cada captación e, inmediatamente después, a su sellado hermético para evitar que se alterasen los parámetros característicos de estas muestras. Para sellar e identificar bien los frascos, se utilizaron cintas aislantes y rotuladores indelebles.

9.5. ANÁLISIS DE LAS MUESTRAS DE AGUA

El análisis de las distintas muestras de agua recogidas durante la campaña de campo se llevó a cabo en el Centro de Espectrometría Atómica (CEA) de la UCM. Las 18 muestras de campo fueron entregadas al CEA el 26 de noviembre de 2010, para el análisis de cloruros, nitritos, nitratos, fosfatos, sulfatos, carbonatos, bicarbonatos, sodio, potasio, magnesio, calcio, hierro y arsénico. Los métodos de análisis efectuados fueron los siguientes:

1. Método de espectrometría ICP-OES
2. Método de cromatografía iónica
3. Método de potenciometría.

Los métodos anteriormente mencionados siguen las instrucciones de una normativa propia del centro (denominada ITA): el método de espectrometría ICP-OES sigue la normativa ITA 3110, el método de cromatografía iónica sigue la normativa ITA 2502, y el método de potenciometría sigue la normativa ITA 1014. El Anexo II recoge los resultados de los análisis químicos efectuados.

9.6. ESTUDIO HIDROQUÍMICO

Para la realización de este apartado hemos dividido el trabajo en distintas partes: la primera de ellas se relaciona con los parámetros fisicoquímicos correspondientes a las mediciones que se realizaron *in situ*; el segundo apartado se refiere a los parámetros hidroquímicos que se analizaron en el laboratorio; en el tercer apartado se realiza una comparación de los resultados obtenidos en la zona de estudio con los estándares internacionales. Se han tomado como referencia los parámetros reconocidos por la Organización Mundial de la Salud (OMS) sobre la calidad del agua para el consumo humano

y que están recogidos en la Directiva Marco de Agua de la Unión Europea que entró en vigor el 22 de diciembre de 2000 (Directiva 2000/60/CE y BOE 2003).

9.6.1. Parámetros físico-químicos

A continuación se describen las características físico-químicas medidas *in situ* en las 18 captaciones muestreadas en la campaña.

9.6.1.1. Temperatura

Generalmente la temperatura (T) de las aguas subterráneas presenta una variación muy reducida, que suele oscilar entre valores que igualan o superan la media de temperatura anual (TM) del área donde se realiza el estudio. Una de las mejores clasificaciones reconocidas a nivel mundial basada en este parámetro es la propuesta por Schoeller (1962), cuyos parámetros de referencia se representan en la Tabla 13.

Aguas termales	$T > TM + 4^{\circ}\text{C}$
Aguas normales	$TM \leq T \leq TM + 4^{\circ}\text{C}$
Aguas frías	$T < TM$

Tabla 13. Clasificación de las aguas subterráneas según Schoeller (1962).

Dentro de los parámetros físico-químicos, la temperatura constituye un elemento primordial a la hora de caracterizar el tipo de las aguas, ya que en gran medida los valores de temperatura en una captación pueden ayudar a tener una idea preliminar sobre el posible origen de un agua, y los materiales geológicos por donde circula (Custodio y Llamas, 1983). A continuación se describen los datos de temperatura (expresados en °C) para las 18 captaciones de agua subterránea recopilados durante la campaña 2010 (Fig. 70). En el Anexo I pueden verse las características de cada uno de los pozos muestreados. No hemos

detectado sobre el terreno la presencia de ningún manantial, ni es conocido ninguno por la población local.

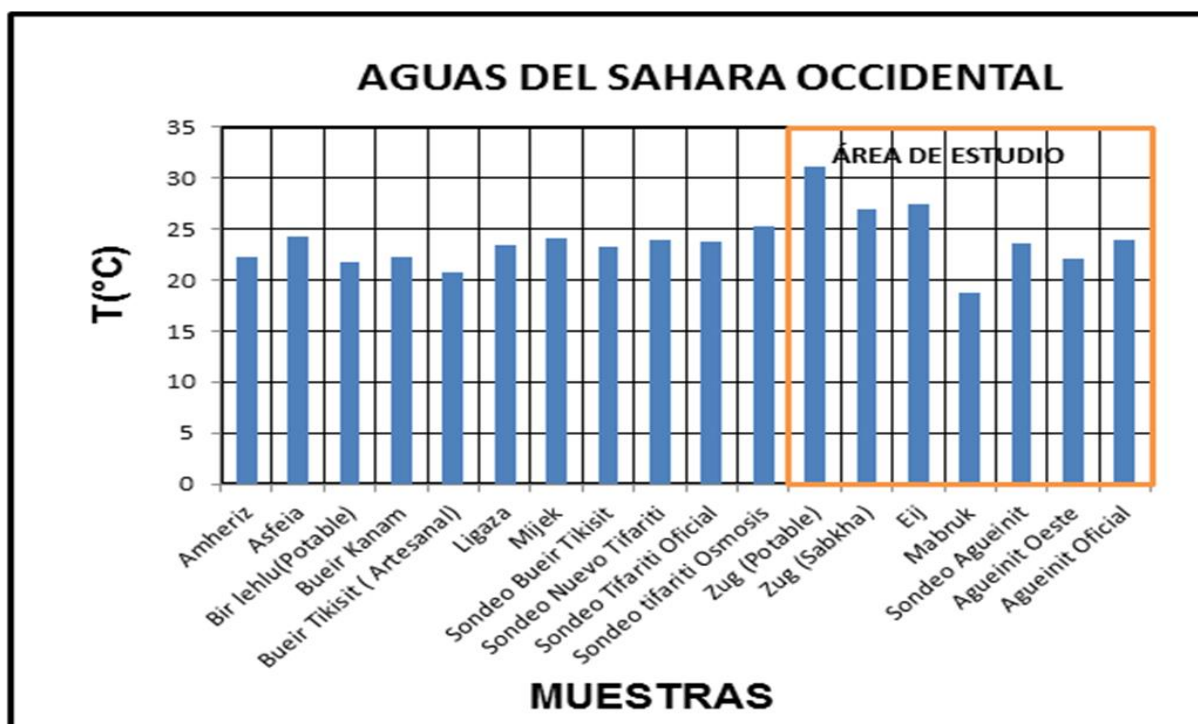


Figura 70. Valores de temperatura del agua en las captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.

En general las aguas subterráneas tienen una temperatura poco variable, y cuanto más profundas se encuentran, menor fluctuación térmica experimentan, tendiendo a estabilizarse (Custodio y Llamas, 1983); no obstante, esa variación puede estar influenciada por varios factores, entre los que se puede destacar el gradiente geotérmico.

Como se puede apreciar en la Figura 70, la temperatura de las aguas subterráneas en las captaciones muestreadas presenta valores que oscilan entre 20°C y algo más de 30°C, con excepción del pozo Mabruk, en el que la temperatura del agua desciende hasta los 19°C. La temperatura media ambiente en la zona de estudio es de unos 23°C durante los meses de invierno, y unos 30°C de media durante los meses de verano. Para la realización del siguiente análisis tomaremos como referencia el valor medio de la temperatura

registrada en la zona durante el invierno, debido a que la campaña de campo se realizó en esta época del año.

Basándonos en la clasificación de Schoeller (*op.cit.*), las captaciones muestreadas en la región cumplen la condición $T_M \leq T \leq T_M + 4^\circ\text{C}$. Por lo tanto, podemos llegar a la conclusión de que el agua subterránea de la zona, en general, es de tipo normal.

Otra clasificación de las aguas basada en la temperatura es la de Bogomolov (1966). Este autor sigue las categorías que se representan en la Tabla 14.

Muy frías	$T < 5^\circ\text{C}$
Frías	$5 < T \leq 10^\circ\text{C}$
Moderadamente frías	$10 < T \leq 18^\circ\text{C}$
Tibias	$18 < T \leq 25^\circ\text{C}$
Moderadamente tibias	$25 < T \leq 37^\circ\text{C}$
Calientes	$37 < T \leq 42^\circ\text{C}$
Muy calientes	$T > 42^\circ\text{C}$

Tabla 14. Clasificación de aguas subterráneas atendiendo a la temperatura según Bogomolov (1966).

Según esta clasificación, las aguas de la zona de estudio son moderadamente tibias, con excepción de la procedente del pozo del Mabruk, que cae en el rango de aguas tibias.

Otra clasificación es la de Werner (1996). Este autor divide las aguas en dos grupos basándose en los registros de temperatura. Para este autor las aguas de flujo superficial son afectadas exclusivamente por factores climáticos y se agrupan dentro de la categoría de las aguas frías. El segundo grupo lo conforman las aguas que pertenecen a un sistema de flujo profundo y caen en el rango de las aguas termales; esta clasificación no es apta para su utilización en nuestra área de estudio, debido a que no existen sistemas de flujos profundos ni flujos superficiales constantes, en virtud de la configuración geológica del subsuelo de nuestra área de estudio.

9.6.1.2. pH

El pH se define como $(-\log_{10} [H^+])$. Este parámetro está en función de la actividad química presente en una solución; así, por ejemplo, el aumento de concentraciones de HCl o NaOH en el agua modifica fuertemente el pH, por el aporte de H^+ u OH^- , respectivamente, lo que provoca que el agua varíe su comportamiento hacia una tendencia ácida cuando el $pH < 7$ o se torne básico cuando el $pH > 7$.

Muchas sustancias al disolverse reaccionan con el agua destruyendo antiguos equilibrios y generando otros nuevos, aumentando o disminuyendo el pH del agua Drever, (1997).

Por lo general, el valor que adquiere el pH en las aguas subterráneas oscila entre 6,5 y 8, y en ocasiones puede llegar a variar entre 5,5 y 9. El intervalo óptimo para el agua de consumo está entre 6,5 y 8,5.

El pH de las aguas subterráneas en toda el área de estudio registra valores que van desde 7 a 9 (Fig. 71), es decir, de neutro a básico. Los registros más bajos se dan en los pozos de Ligaza, Agueinit artesanal y Bueir Tikisit, donde el valor del pH no sobrepasa el valor 7, mientras que el registro más alto se localiza en el pozo de Bueir Kanam, con un valor de 9, relacionado especialmente con el alto contenido de carbonatos. De forma general, las aguas de la zona presentan un carácter básico; esta tendencia se explica por las altas concentraciones del ion bicarbonato en todas las muestras de agua analizadas, con concentraciones que van desde 123 hasta 444 mg/L, como se indica en el apartado 9.6.2.5.

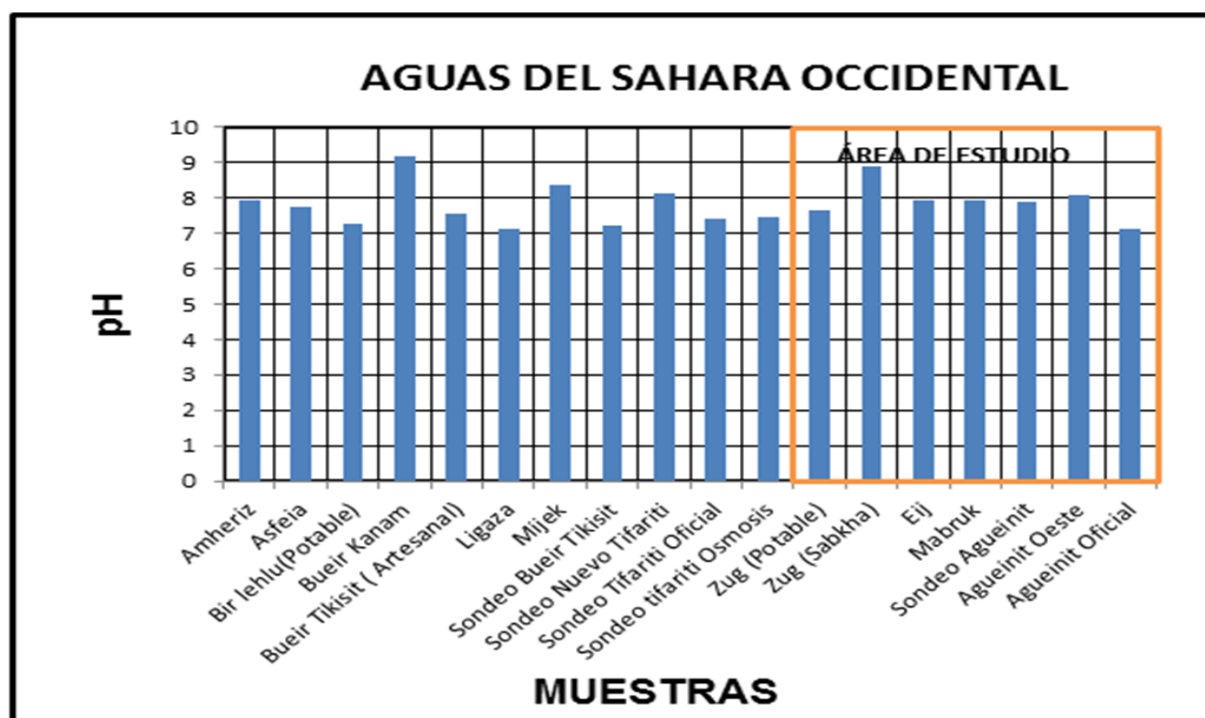


Figura 71. Valores de pH registrados en las distintas captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.

9.6.1.3. Conductividad eléctrica

Este parámetro, al igual que los anteriormente descritos, juega un papel importante a la hora de clasificar un agua y se basa en la capacidad de conducir o dejar pasar por ella una corriente eléctrica. Esta capacidad está íntimamente relacionada con la concentración de iones disueltos en el agua: si el agua es pura se comportaría como un aislante casi perfecto, pero a medida que aumenta la concentración de iones, el agua pasa a ser un medio conductor de corriente donde los elevados valores de temperatura y salinidad le confieren unas altas propiedades eléctricas (Custodio y Llamas, 1983).

La conductividad eléctrica de las aguas muestreadas en la zona, presenta un comportamiento muy variado (Fig. 72): del total de pozos analizados, sólo 7 presentan valores que van desde 100 a 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, coincidiendo con los valores de las aguas dulces según los patrones internacionales; otros 9 pozos presentan valores que oscilan entre 2.500 y 6.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y 2 captaciones presentan valores del orden de 10.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

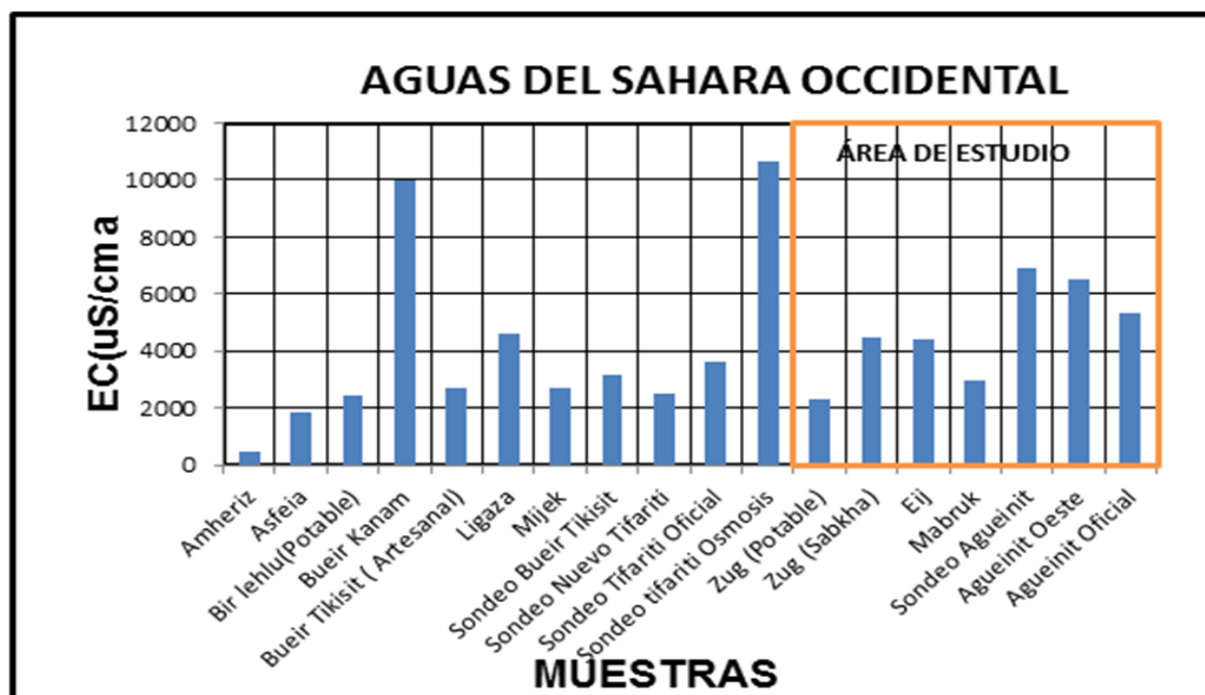


Figura 72. Valores de conductividad eléctrica registrados en las distintas captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.

Los elevados valores de conductividad eléctrica registrados tanto en la zona de estudio como en el resto de los pozos muestreados en el territorio saharauí nos dan una idea general sobre las características y posible origen de estas aguas. El aumento significativo de la conductividad eléctrica se debe a diversos factores, entre los que destacan los siguientes:

- Naturaleza geológica de la zona. La zona donde están emplazadas el 90% de las captaciones analizadas en este estudio está constituida por materiales de naturaleza granítica con alto grado de fracturación. Esto hace que durante los episodios de lluvia las aguas pasen directamente al acuífero debido a la inexistencia de material arenoso que pueda actuar como filtro durante los procesos de percolación del agua, lo que permite que los minerales en suspensión derivados del lavado de los suelos durante la lluvia pasen directamente a las aguas subterráneas alojadas en las fracturas.

- Zonas de recarga. Muchas de las captaciones analizadas pensamos que reciben recarga desde áreas de *sabkha*, teniendo en cuenta que estas constituyen áreas de acumulación de aguas superficiales que sufren una fuerte evaporación en el cuenco de la *sabkha* con producción de depósitos de sales y posterior lixiviación por aguas de lluvia e infiltración al acuífero. Estas sales se van concentrando a lo largo de tiempo, debido fundamentalmente al alto grado de evaporación, lo cual hace que las aguas que se infiltren tengan altas concentraciones de iones, aumentando de esta forma los valores de la conductividad de las aguas existentes en las captaciones.

9.6.2. Constituyentes hidroquímicos

Las propiedades hidroquímicas consideradas para la clasificación de las aguas en general dependen en gran medida de la concentración de aniones y de cationes presentes en ellas. Es precisamente esta presencia la que confiere unas características específicas y hace posible diferenciar las aguas entre sí. Estas diferencias ayudan a distinguir los distintos usos que se le pueden asignar en función de la concentración de estos elementos.

Si bien la capacidad de disolución de las aguas es muy elevada, la concentración de aniones y de cationes en la misma no se comporta de igual manera, debido principalmente a las características iónicas de los distintos elementos. Es precisamente por esto que se ha establecido una clasificación de las aguas atendiendo a sus constituyentes mayoritarios. Estos presentan concentraciones superiores a los 5 mg/l, y en la casi totalidad de las muestras representan casi el 99% del contenido total de iones. Estos constituyentes son: HCO_3^- , Cl^- , $\text{SO}_4^{=}$, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y SiO_2 . Otros elementos que se suelen considerar y que se encuentran en cantidades más pequeñas son: $\text{CO}_3^{=}$, NO_3^- , así como K^+ (Fetter, 1996; Kehew, 2001). A continuación describiremos las características y concentraciones tanto de aniones como de cationes presentes en las aguas de las diferentes captaciones muestreadas durante la campaña.

9.6.2.1. Sólidos disueltos

En la zona de estudio, las muestras analizadas han arrojado concentraciones muy variadas del total de sólidos disueltos en agua (TDS) (Fig. 73).

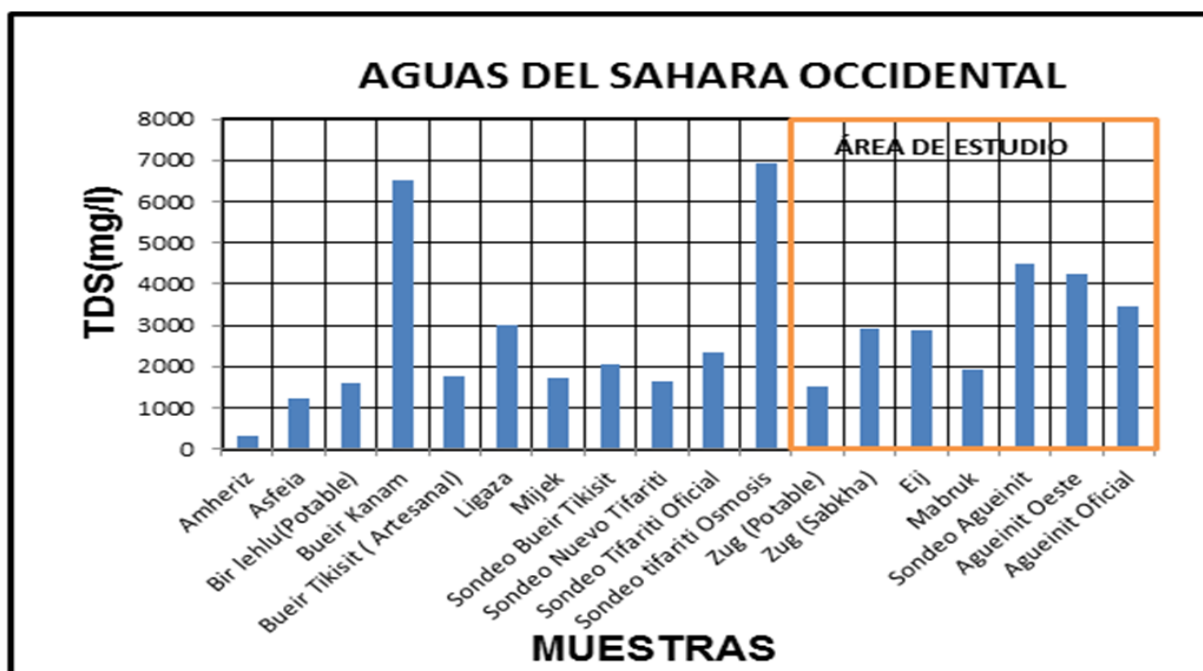


Figura 73. Valores del total de sólidos disueltos en agua (TDS), registrados en las distintas captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.

Estos valores van desde los 100 mg/L registrados en el pozo artesanal de Amheriz hasta los 7.000 mg/L en el sondeo de ósmosis de Tifariti. Los pozos de Bir Lehlu, Mijek, pozo artesanal de Tikisit, pozo de agua potable de Zug, Asfeia, Mabruk, sondeo de Tikisit y los dos sondeos nuevo y oficial de Tifariti, presentan valores inferiores a los 2.000 mg/L. En los pozos de Ligaza, Aglat, Zug, los pozos de Agueinit y Eij el total de sólidos disueltos es superior a los 2.000 mg/L e inferior a los 4.500 mg/L. Las restantes captaciones, es decir, Bueir Kanam y el sondeo de ósmosis de Tifariti, registran valores entre 6.500 mg/L y 7.000 mg/L, respectivamente.

Como se puede apreciar, el comportamiento del total de sólidos disueltos en las aguas de la zona de estudio y el resto de las captaciones analizadas es muy similar al comportamiento y distribución de la conductividad eléctrica explicada en 9.6.1.3. Estos

parámetros (conductividad y total de sólidos disueltos) presentan una estrecha relación entre sí (Custodio y Llamas, 1983).

9.6.2.2. Cloruro

El ion cloruro (Cl^-) constituye uno de los elementos mayoritarios en las aguas superficiales y subterráneas. Su concentración en el agua da una idea del posible origen de ésta (Chebotarev, 1955; Domenico, 1972; Freeze y Cherry, 1979). En zonas áridas, la concentración de este ion se debe principalmente al lavado del suelo durante las épocas de lluvia. Su presencia también nos puede indicar cuándo estamos ante un proceso de contaminación producto de actividades industriales o domésticas.

La presencia del ion cloruro en el agua está estrechamente relacionada con la del ion de sodio (Na^+), principalmente en aguas con altas concentraciones salinas. Los valores registrados en los 18 pozos donde se realizó el muestreo presentan elevadas concentraciones de ion cloruro (Fig. 74 y Anexo II).

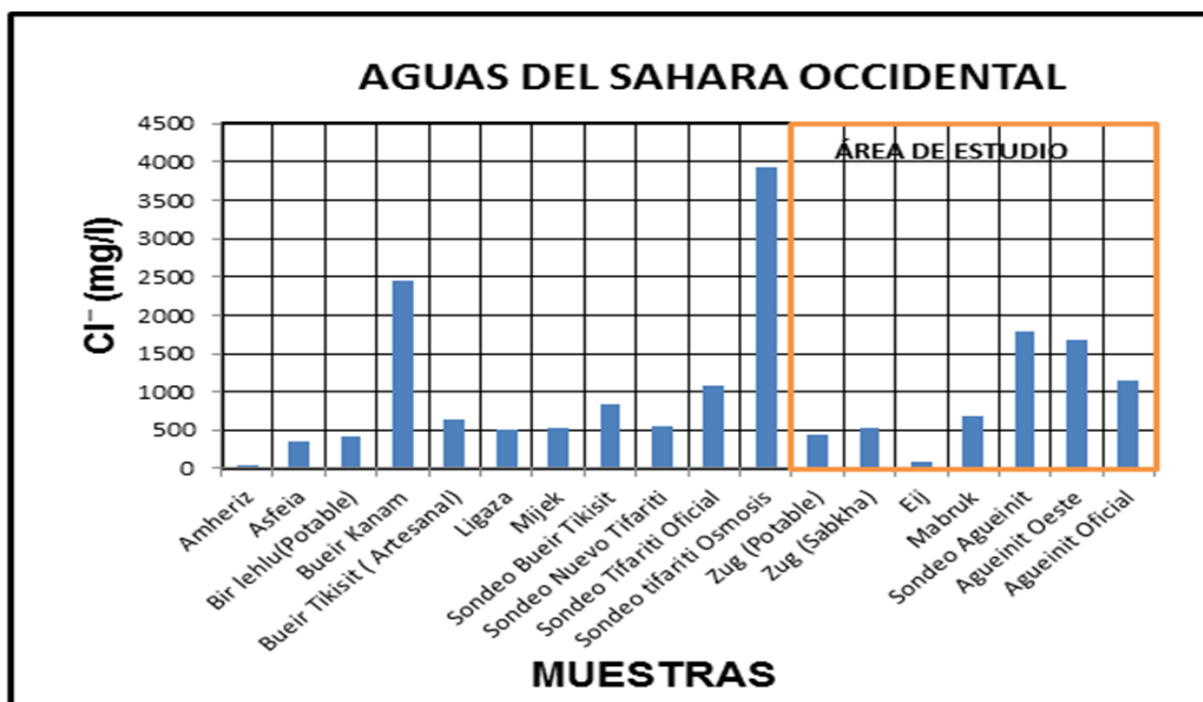
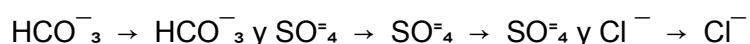


Figura 74. Concentración del ion cloruro en las distintas captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.

Si en las aguas dulces la concentración del ion Cl^- oscila entre 10 y 250 mg/L (Custodio y Llamas, *op.cit.*), en nuestra zona de estudio la mayoría de los pozos muestreados presentan valores que oscilan entre los 300 y 4.000 mg/L, superando así la media mundial. De los 18 pozos analizados, los pozos de Bir Lehlou, Ligaza, Aglat Zug, Mijek, Tikisit Artesanal, Zug potable, Asfeia, Mabruk y el sondeo nuevo de Tifariti presentan concentraciones inferiores a los 500 mg/l, además de los pozos de Amheiriz y Eij, que presentan valores de 42 y 77 mg/L, respectivamente. Los pozos de Agueinit presentan valores que oscilan entre los 1.000 y 1.700 mg/L, y el de Bueir Kanam y el sondeo de ósmosis de Tifariti registran valores de 2.500 y 4.000 mg/L, respectivamente.

A modo de conclusión, podemos decir que la concentración de sales en las captaciones existentes en el área proviene en gran medida del lavado de los suelos durante los procesos de lluvia y la mínima renovación de las aguas. Existen algunos pozos que se localizan en la zona de *sabkha* donde la concentración de sales suele ser muy elevada. Si atendemos a la secuencia evolutiva de la composición natural del agua propuesta por Chebotarev (*op.cit.*), nuestras aguas se encuentran al final de esta secuencia, es decir estamos ante la presencia de aguas cloruradas:



Si nos basamos en la descripción hidroquímica de las aguas según Domenico (1972), las aguas cloruradas provienen generalmente de acuíferos profundos. Sin embargo, en nuestro caso la mayor parte de las captaciones de la zona son someras, lo que pudiera indicar que el lavado de suelo durante la lluvia constituye el factor principal en el aumento del ion cloruro en el agua.

9.6.2.3. Sulfatos

Al igual que el ion cloruro, el sulfato es producto del lavado de terrenos, de la descomposición de sustancias orgánicas y de la oxidación de sulfuros existentes en rocas

ígneas y sedimentarias. Pero la principal fuente de aporte de este ion a las aguas subterráneas radica en la disolución de sales sulfatadas, como la anhidrita o el yeso, ampliamente distribuidas en las *sabkhas* existentes en la zona de estudio. La concentración de este ion en las aguas dulces puede variar de 2 a 150 mg/L; en aguas salobres puede presentar concentraciones del orden de los 5.000 mg/L. y en las salmueras su valor puede llegar hasta 200.000 mg/L.

En los pozos muestreados la concentración de sulfatos presenta una gran variación (Fig. 75 y Anexo II): así, en las captaciones de Bir Lehlu, Amheiriz, Mijek, sondeo Bueir Tikisit, artesanal Bueir Tikisit, Zug, Asfeia, Eij y los sondeos de Tifariti los valores del ion sulfato registrados están por debajo de los 500 mg/L; en los pozos de Agueinit, Aglat Zug y Mabruk los valores registrados están entre los 500 y 1.200 mg/L; y en los pozos de Ligaza y Bueir Kanam son de 1.700 y 2.700 mg/L, respectivamente.



Figura 75. Concentración del ion sulfato en las distintas captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.

9.6.2.4. Nitratos

Debido a su elevada movilidad, el nitrógeno está presente y en circulación constante, tanto en la atmósfera como en los sistemas terrestres y acuáticos (Hammond y Mathews, 1999). Los principales procesos implicados en el ciclo del nitrógeno en los sistemas terrestres son la fijación, asimilación, amonificación, nitrificación, desnitrificación, lixivialización y volatilización (Fig. 76). Todos estos procesos son los que hacen posible la formación de nitritos y de nitratos, bajo la acción de bacterias aerobias nitrificantes, como las de los géneros *Nitrosomonas* y *Nitrobacter* (Lenntech, 2005; Miller, 1994).

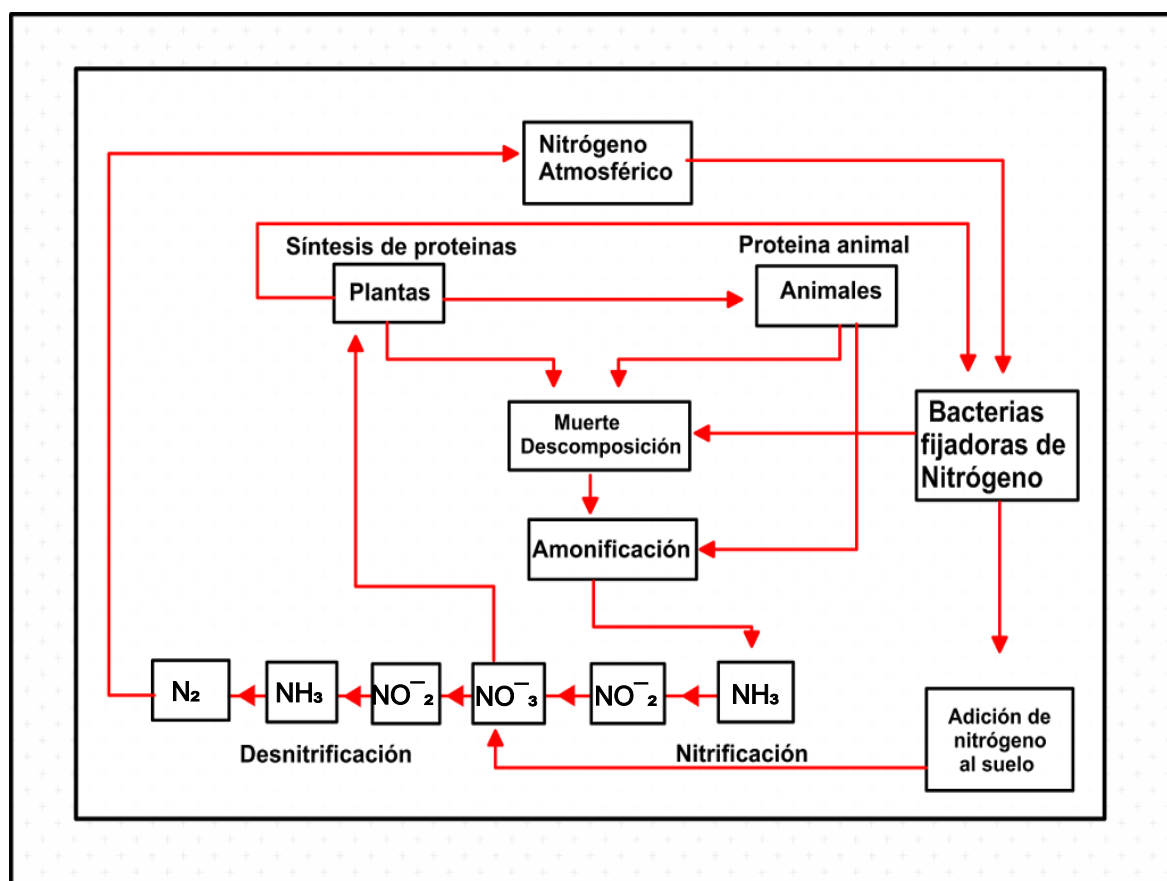


Figura 76. Ciclo del nitrógeno según Miller, 1994 (Diseño del gráfico: elaboración propia).

El ion nitrato constituye la base del ácido nítrico (HNO_3), el cual al entrar en contacto con el agua sufre un proceso de disociación, dando lugar a iones de nitrato (NO_3^-) e hidroxonio (H_3O^+). En el caso de las aguas subterráneas el origen de nitratos no está

siempre del todo claro; lo que sí se sabe es que los nitratos se incorporan a las aguas como consecuencia de los distintos procesos implicados en el ciclo del nitrógeno mencionados anteriormente. El ion nitrato es estable, soluble en agua, presenta alta movilidad y no es absorbido por las arcillas o la materia orgánica, principalmente por sus condiciones aniónicas, lo cual hace que pueda ser lixiviado a través del suelo e incorporado a las aguas subterráneas (Tolcachier, 2001).

Su presencia en las aguas subterráneas constituye un indicador de probable contaminación, que puede estar vinculada a diferentes actividades humanas, como vertidos industriales, actividades urbanas, ganaderas o de índole agrícola; esta última debido al uso intensivo de abonos nitrogenados, que pasan al subsuelo durante y después de las épocas de lluvia. Su incorporación al agua subterránea también depende de la estructura del suelo, su permeabilidad y la profundidad de los acuíferos.

La concentración de nitratos admitida en las aguas de consumo humano, según la Organización Mundial de la Salud (OMS), es hasta los 50 mg/L; se considera que una concentración superior puede ser perjudicial para la salud humana. En los pozos muestreados durante la campaña, la concentración de nitratos es muy variable (Fig. 77). En Bir Lehlu, Bueir Kanam, Ligaza, Amheiriz, Mijek, Asfeia, Mabruk, sondeo de Agueinit, sondeo de Bueir Tikisit y todos los sondeos de Tifariti el agua presenta concentraciones de nitratos inferiores a este valor estándar de 50 mg/L.

En los restantes pozos Aglat Zug, Zug potable, los pozos artesanales de Agueinit, Bueir Tikisit y Eij, el agua presenta valores superiores a los 50 mg/L. Pensamos que estas elevadas concentraciones de nitratos se deben principalmente a dos factores: la inexistencia de perímetros de protección en torno a las captaciones y la existencia de huertos próximos en los que se emplean abonos orgánicos.

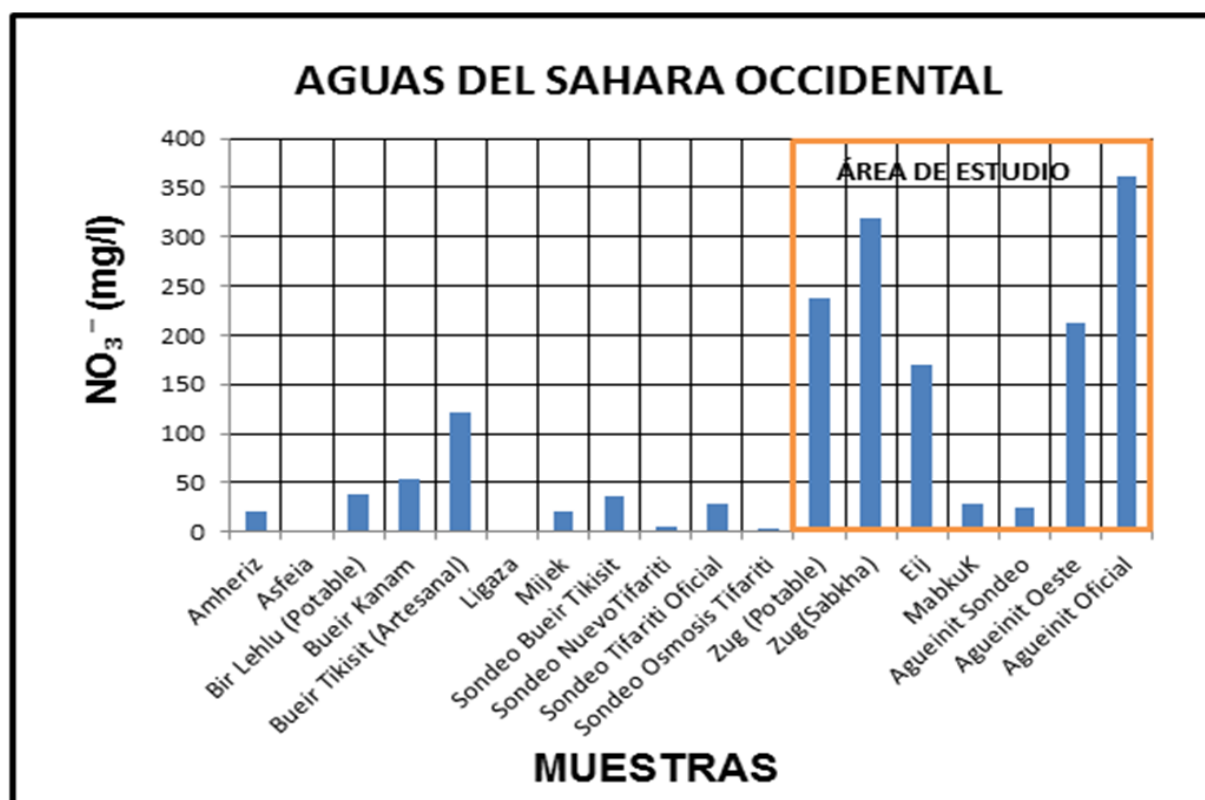


Figura 77. Concentración de nitratos en las distintas captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.

El pozo de Aglat Zug se localiza en una zona de *sabkha*, donde se acumulan grandes cantidades de sales producto del lavado de los suelos en los episodios de lluvias, lo que puede explicar las elevadas concentraciones de nitratos; esta captación solo se emplea para el consumo animal. El agua de los pozos de Zug, Bueir Tikisit y Eij se usa no solo para el consumo humano sino también para el consumo animal. La inexistencia de perímetros de protección hace que los animales beban agua cerca de la boca del pozo, como se puede observar en la Figura 78. Estos animales dejan grandes cantidades de excrementos y orina, lo que trae consigo una alta concentración de urea en el suelo muy cerca de la boca del pozo; durante los episodios de lluvia, el agua lava el suelo haciendo que los nitratos entren en disolución y pasen de esta forma a contaminar el agua subterránea. También existe un huerto a menos de cinco metros aguas arriba de la boca del pozo de Zug.



Figura 78. Camellos bebiendo agua en el pozo de agua potable en Zug. Foto tomada durante la campaña de campo 2010.

El pozo “oficial” de Agueinit se encuentra localizado dentro de un huerto, como se puede observar en la Figura 79, donde se emplean abonos inorgánicos; ello explicaría la elevada concentración de nitratos encontrada en las aguas de este pozo.



Figura 79. Imagen del pozo de Agueinit y el huerto donde está emplazado. La caseta blanca es el pozo. Esta imagen fue tomada durante la campaña del 2010.

9.6.2.5. Bicarbonatos

Dentro de los distintos elementos que se encuentran disueltos en el agua, los bicarbonatos sin duda alguna ocupan un puesto importante. Los bicarbonatos proceden del anhídrido carbónico disuelto en agua. Una parte importante de este permanece en disolución en forma de gas, mientras que la otra entra en reacción con la molécula de agua, dando lugar así al origen del ácido carbónico; este, a su vez, se disocia para dar lugar a la formación de iones carbonato y/o bicarbonato (Custodio y Llamas, *op.cit.*).

En nuestra área de estudio la especie carbonatada dominante está representada por el ion bicarbonato, como ocurre en las aguas cuyos registros de pH oscilan entre 7 y 9. La concentración de bicarbonatos registrada en todos los pozos muestreados está por debajo de los 450 mg/L (Fig. 80 y Anexo II), como ocurre con las concentraciones de este ion en las aguas subterráneas a nivel mundial.

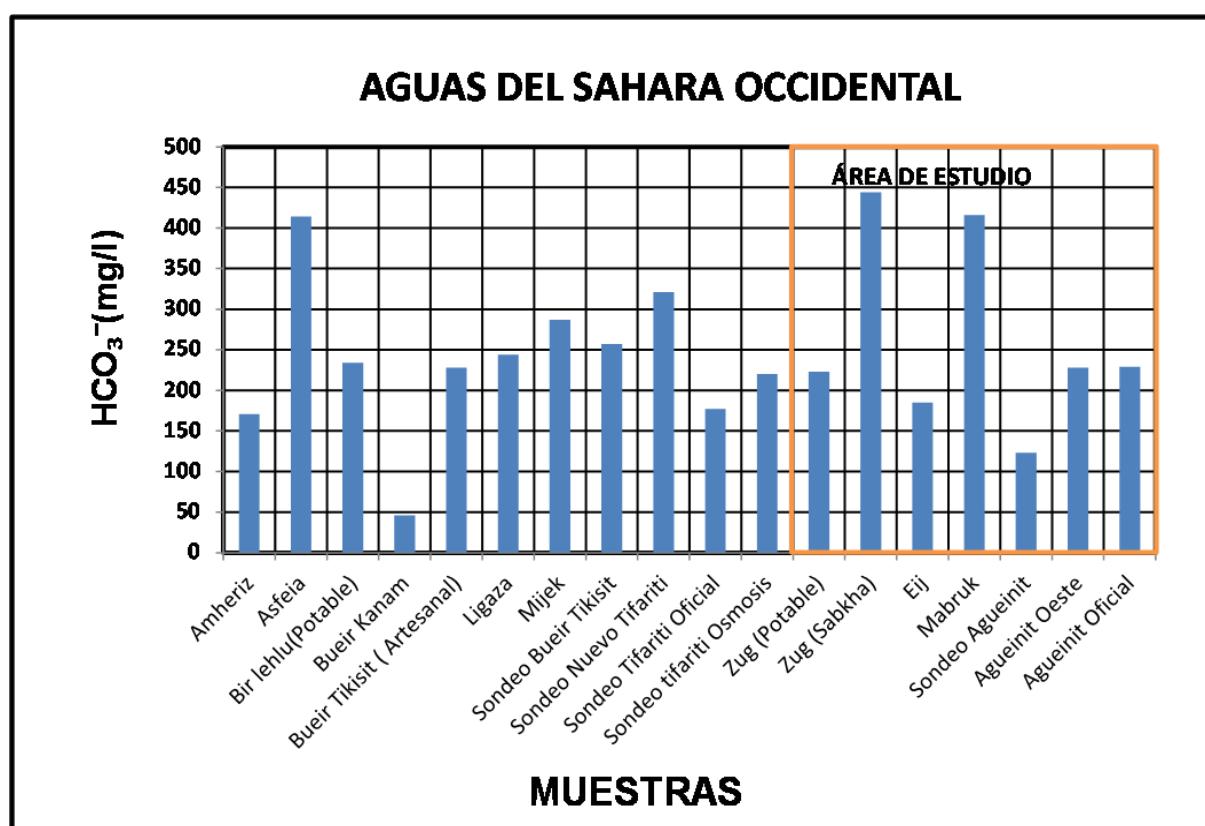


Figura 80. Concentración de bicarbonatos en las distintas captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.

En los pozos de Bir Lehlou, Bueir Kanam, Ligaza, Agueinit, Amheiriz, Tikisit, Eij, Zug potable, el sondeo oficial de Tifariti y el sondeo Tifariti ósmosis el agua presenta concentraciones por debajo de los 250 mg/L, mientras que en las captaciones de Aglat Zug, Mijek, Asfeia, Mabruk y en el sondeo nuevo de Tifariti registran valores superiores a 250 mg/L. Los pozos de Aglat Zug, Mijek y Mabruk están relacionados con zonas de *sabkha*, donde las altas concentraciones de bicarbonatos derivarían de los procesos de evaporación en estas áreas. La alta concentración encontrada en el agua procedente del sondeo de Asfeia fuera de la zona de Zug posiblemente esté relacionada con la presencia en el terreno de bancos calcáreos con gran cantidad de braquiópodos que datan del Ordovícico. Este sondeo se localiza precisamente en esta formación geológica (Hernández-Pacheco, 1942; Sougy, 1964; Ron, 2009).

9.6.2.6. Calcio

Dentro de los cationes que se encuentran ampliamente distribuidos en las aguas, el calcio constituye el de mayor concentración. Esto se debe en general a su amplia presencia en las distintas litologías, que van desde las rocas ígneas a las sedimentarias y las metamórficas. En ellas aparece de diferentes formas; así, por ejemplo, en los materiales sedimentarios, donde este catión es parte importante de rocas con altas concentraciones de carbonatos como es el caso del aragonito, la calcita o la dolomita. También aparece en rocas sulfatadas, como es el caso de la anhidrita y los yesos (Custodio y Llamas, *op.cit.*).

La presencia del calcio en las aguas subterráneas se debe principalmente al equilibrio de carbonatos en disolución y al intercambio iónico. Existen otros factores que condicionan la concentración de calcio en las aguas, como el pH, y el intercambio que puede existir entre el calcio y otros elementos como potasio, magnesio y, principalmente, sodio, que se manifiesta de forma especial en los materiales geológicos de baja permeabilidad, como es el caso de los terrenos arcillosos. La concentración de este último elemento en las aguas

subterráneas oscila entre los 10 y 250 mg/L, aunque puede variar en zonas donde hay abundancia de formaciones carbonatadas y yesíferas.

En el área de estudio las concentraciones de calcio oscilan entre 20 mg/L y 1.000 mg/L, como se puede apreciar en la Figura 81. En la mayoría de las captaciones analizadas superan los 250 mg/L, como es el caso de Bueir Kanam, Ligaza, los pozos de Agueinit, Tikisit, Mabruk, sondeo de Bueir Tikisit y los sondeos de Tifariti; en el resto de las captaciones las concentraciones de calcio están por debajo de los valores normales de este catión en el agua subterránea.

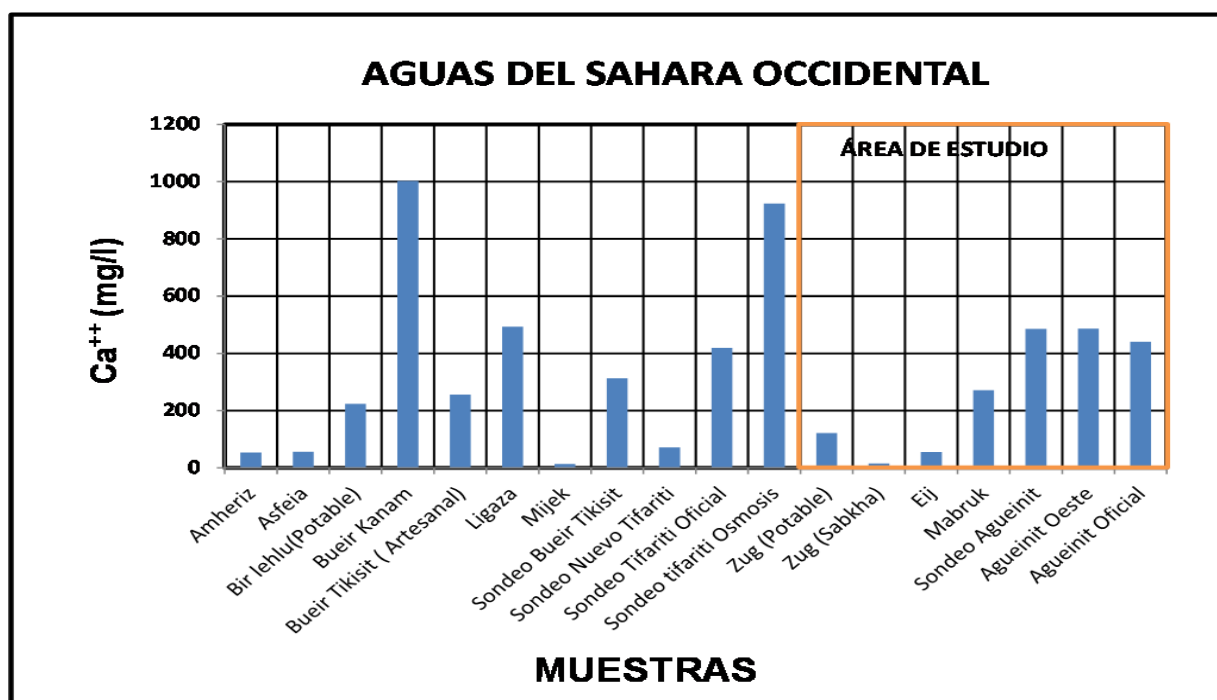


Figura 81. Concentración de calcio en las captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.

9.6.2.7. Magnesio

La concentración de magnesio en las aguas superficiales y subterráneas es menor que la de calcio. Su presencia se debe fundamentalmente a la alteración de silicatos ferromagnesianos y a la disolución de rocas carbonatadas y evaporitas. La solubilidad de la magnesita en las aguas subterráneas es mayor que la de la calcita, y en condiciones

normales el magnesio no precipita directamente. Por otra parte, el magnesio es retenido con preferencia en los suelos, a diferencia del calcio (Custodio y Llamas, *op.cit.*). Las concentraciones normales de magnesio en las aguas subterráneas no suelen sobrepasar los 40 mg/L, aunque en terrenos con elevada presencia de carbonatos su concentración puede rebasar los 100 mg/L y en terrenos de *sabkha* –evaporíticos, puede llegar a los 1.000 mg/L.

Las concentraciones de magnesio en los pozos analizados durante la campaña no llegan a rebasar los 225 mg/L (Fig. 82 y Anexo II), si bien esta cifra sobrepasa cinco veces la concentración de éste en aguas “normales”. En los pozos de Bir Lehlu, Aglat Zug, Amheiriz, Mijek, Artesanal Tikisit, Asfeia, Eij y en el sondeo nuevo de Tifariti las concentraciones de magnesio no superan los 40 mg/L, coincidiendo de esta forma con el rango estimado para la concentración de este elemento en aguas subterráneas. En las demás captaciones (Bueir Kanam, Ligaza, los pozos de Agueinit, Zug potable, Mabruk, sondeo de Bueir Tikisit y los sondeos de Tifariti) presentan concentraciones superiores a los 50 mg/L.

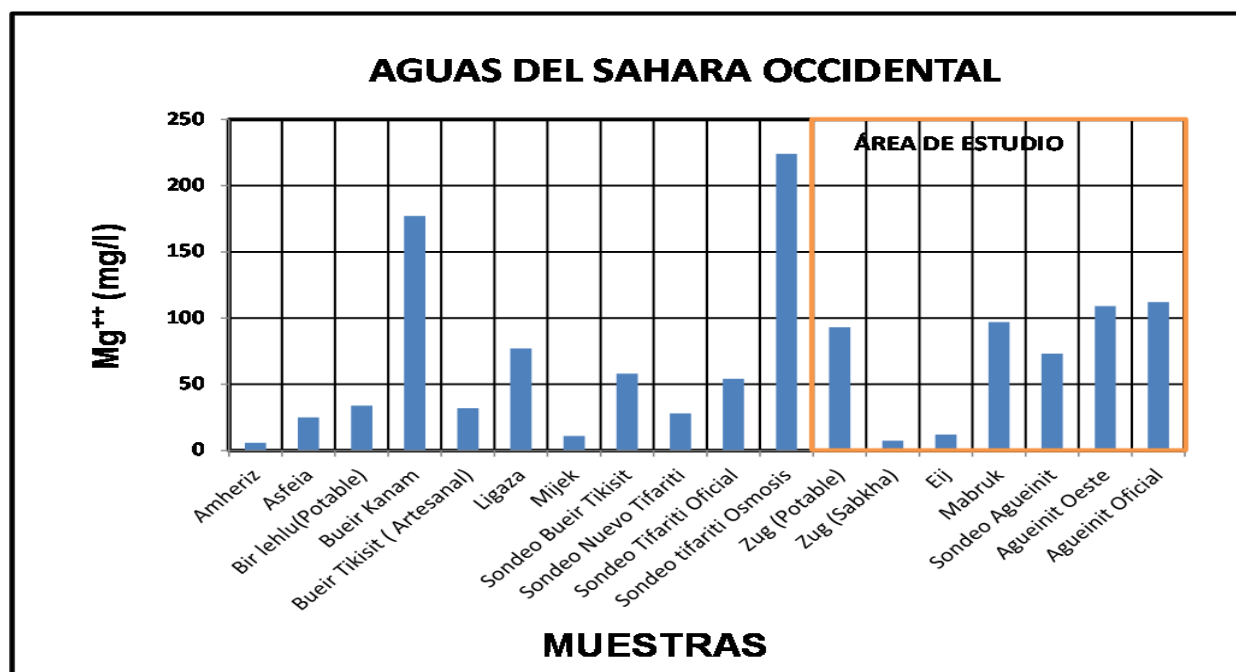


Figura 82. Concentración de magnesio en las captaciones muestreadas durante la campaña de 2010.

9.6.2.8. Sodio

La disolución de rocas de origen marino y de depósitos evaporíticos, unido a la meteorización de silicatos, constituyen la principal fuente de sodio, junto a los aportes de aguas marinas en zonas costeras. Las sales de sodio presentan un alto grado de solubilidad, tendiendo a permanecer en solución durante largos periodos sin precipitarse. Sin embargo, el sodio puede ser adsorbido en arcillas de elevada capacidad de cambio catiónico y ser intercambiado con el calcio, provocando una disminución en la dureza de las aguas. La concentración de sodio en las aguas subterráneas presenta una amplia variación que va desde 100 a 150 mg/L en aguas normales, y puede alcanzar los 120.000 mg/l en aguas asociadas a depósitos evaporíticos (Custodio y Llamas, *op.cit.*).

El agua de los pozos muestreados en el área de estudio presenta una variación muy notable en cuanto al contenido en este ion (Fig. 83 y Anexo II). Estas concentraciones van desde 20 mg/l hasta sobrepasar los 1.600 mg/L. En los pozos de Amheiriz y Eij las concentraciones de este catión están por debajo de los 150 mg/l, pero el resto de las captaciones superan este límite. En las muestras tomadas en Bueir Kanam, Aglat Zug, pozo artesanal de Agueinit, sondeo de Agueinit y en el sondeo de ósmosis de Tifariti el agua presenta concentraciones superiores a los 600 mg/L. Esto se debe muy probablemente a dos factores: por un lado, los pozos someros, como Bueir Kanam, Aglat Zug y el pozo artesanal de Agueinit, están asociados a depósitos de *sabkhas*, lo que explicaría las altas concentraciones de sodio; mientras que en las demás captaciones, como el sondeo de Agueinit y el sondeo de Tifariti, las altas concentraciones de sodio probablemente estén relacionadas con la existencia de grandes campos de fracturas que ayudan a que el agua procedente de las lluvias se infiltre con mayor facilidad, dando lugar así a que todas las sales procedentes del lavado de los suelos termina en estas profundidades.

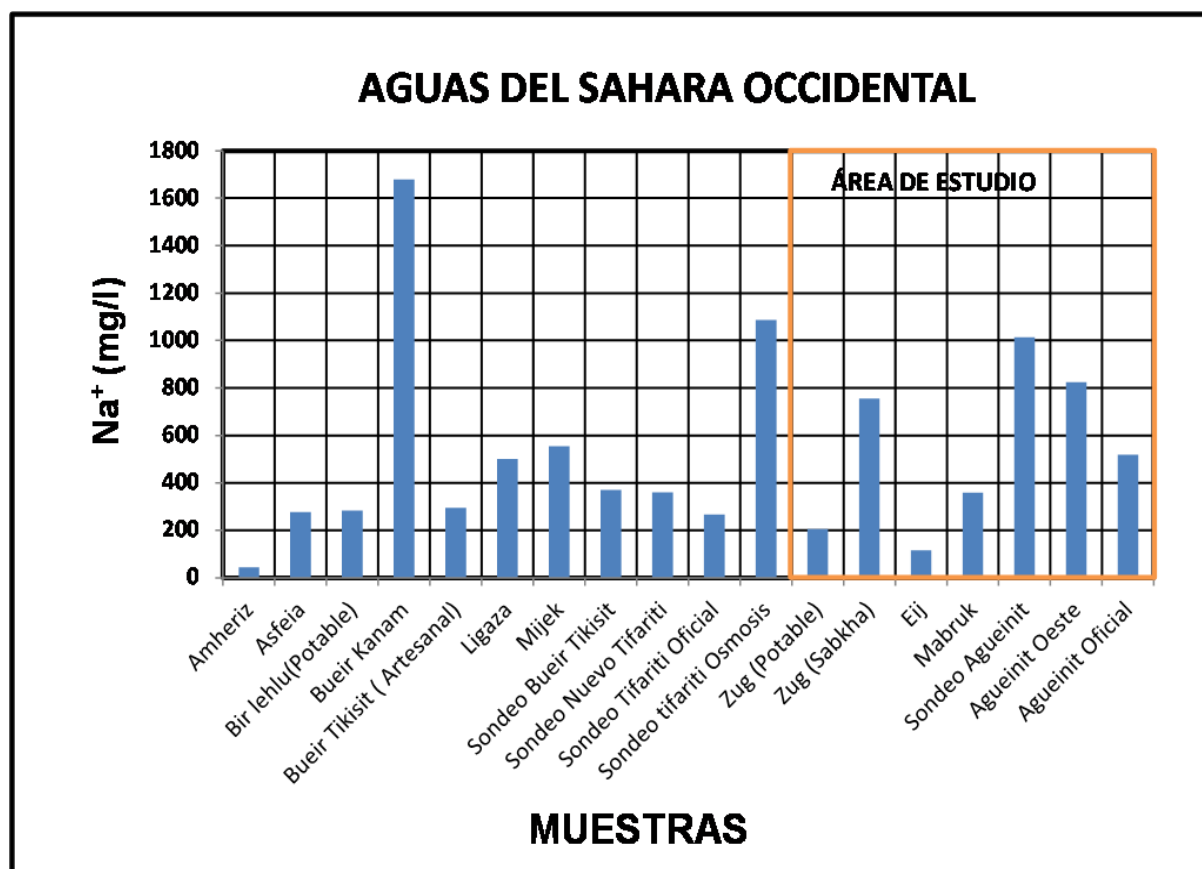


Figura 83. Concentración de sodio en las captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.

9.6.2.9. Potasio

El potasio en las aguas subterráneas proviene en su mayoría de la meteorización de los feldespatos, y en menor medida de la disolución de rocas con minerales evaporíticos. Este catión puede ser fijado de forma irreversible durante los procesos de formación de las arcillas, así como durante la adsorción en superficie de minerales con alta capacidad de intercambio iónico. En las aguas subterráneas el potasio suele presentar concentraciones inferiores a 10 mg/l, con excepción de las zonas de salmueras, donde estos valores pueden llegar a un aumento exponencial (Custodio y Llamas, *op.cit.*).

De la totalidad de los pozos muestreados durante la campaña de campo solo cuatro rebasan concentraciones de 10 mg/l (Fig. 84); el resto presenta concentraciones inferiores a este valor. En los pozos de Aglat Zug y Zug potable los elevados valores de K⁺ se deben principalmente a su cercanía a una zona de *sabkha*, donde hay altas concentraciones de

sales, al igual que el pozo del Mabruk. En el pozo oficial de Agueinit la concentración de potasio llega a los 180 mg/l; este alto valor se debe muy probablemente a que este pozo está dentro de una zona de huerto donde se emplean abonos inorgánicos.

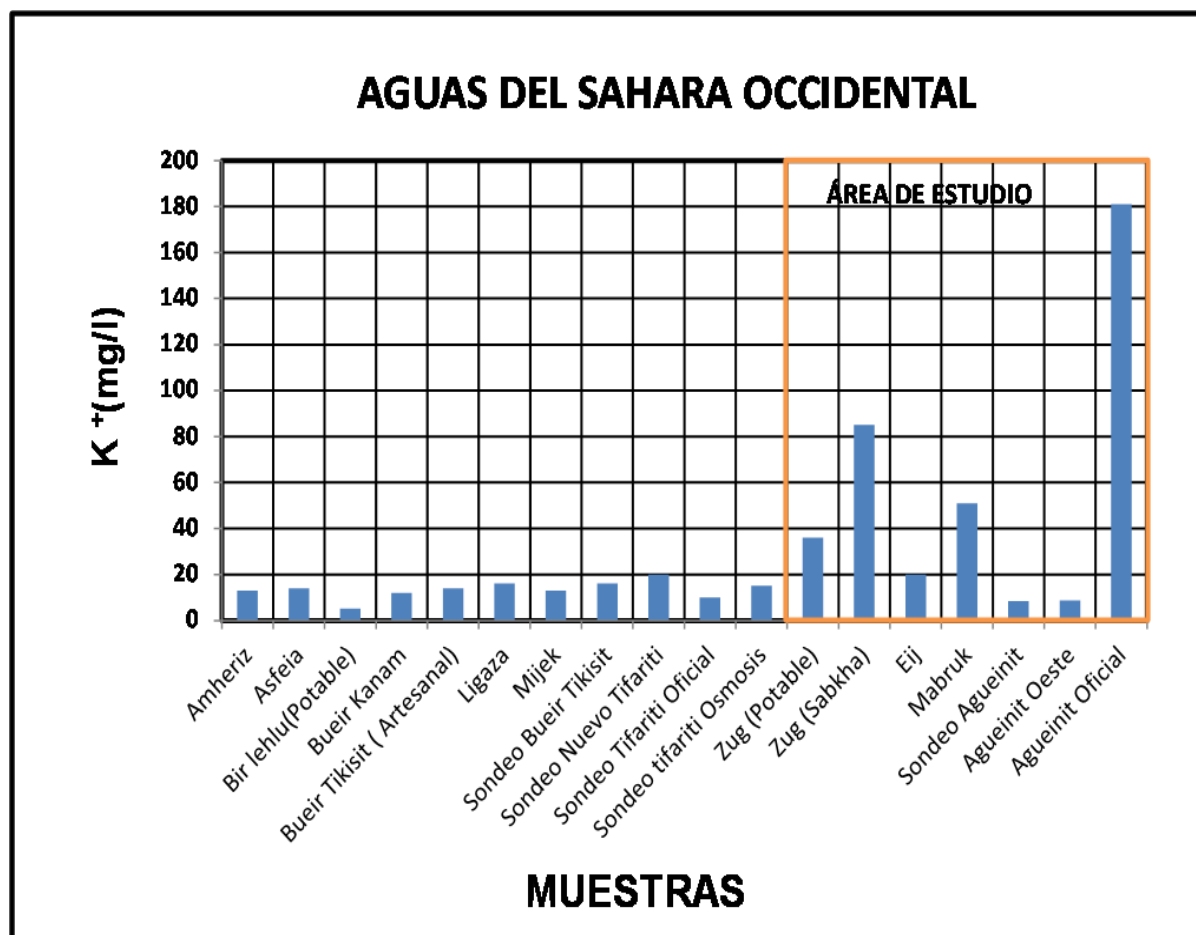


Figura 84. Concentración de potasio en las captaciones muestreadas durante la campaña del 2010.

9.7. ESPECIACIÓN MINERAL

Los episodios de disolución en el agua de los componentes minerales de las rocas siguen un proceso complejo, de manera que para una adecuada comprensión del mismo se deben tener en cuenta todos los factores que afectan a la actividad de los iones implicados en los equilibrios de disolución.

En el presente trabajo se trata analizar la composición química y el enriquecimiento de las aguas existentes en la región, a través del estudio de las concentraciones minerales presentes. Para llevar a cabo esta labor se ha determinado el índice de saturación, a fin de tener una idea general sobre la concentración mineral en las aguas de la región y a su vez servir como punto de partida para futuros trabajos. El autor quiere agradecer expresamente la ayuda aportada en este apartado al Dr. Miguel Martín-Loeches, profesor de la Universidad de Alcalá.

9.7.1. Cálculo del índice de saturación

En el estudio químico de las aguas subterráneas es útil conocer y expresar el estado de saturación de un agua respecto a diferentes fases minerales. Habitualmente se utiliza el **índice de saturación (*IS*)** como parámetro que indica el estado de saturación del agua respecto a un determinado mineral. La determinación de este índice se basa en la relación entre el producto de la actividad iónica (*PI*) de los iones involucrados y la constante del producto de solubilidad del mineral (*Kps*) (Appelo y Postma, 2003):

$$IS = \log [PI/Kps]$$

- Si $IS = 0$, existe un equilibrio entre el mineral y la solución;
- Si $IS < 0$, refleja un estado de no-saturación con respecto a ese mineral y, por tanto, el agua tenderá a disolverlo;
- Si $IS > 0$, indica sobresaturación, con tendencia a la precipitación de dicho mineral.

Los programas que se emplean para el cálculo del índice de saturación de las aguas respecto a las diferentes especies minerales (Tabla 15) son diversos, pero los resultados dependen en general de la calidad con la que se toman los datos. En nuestro caso se ha utilizado el programa de modelización geoquímica PHREEQC INTERACTIVE 3.0.6, incorporado en el programa AquaChem de *Waterloo Hydrogeologic*.

9.7.2. Resultados de los análisis de especiación mineral

Como resultado de los análisis efectuados a las 18 muestras de agua recogidas durante la campaña de campo para el cálculo del índice de saturación se ha podido constatar que todas se encuentran en un estado de sobresaturación en Aragonito, Calcita y Dolomita (Tabla 24), mientras que no están saturados en Anhidrita, Yeso y Halita.

POZOS IS	Ligaza	Bir Lehlu	Tifariti (Ósmosis)	Bueir Kanam	Sondeo Tikisit	Artesanal Tikisit	Tifariti Oficial	Tifariti Nuevo	Artesanal Amheriz
Anhidrita	-0,33	-1,01	-0,81	-0,08	-1,17	-1,26	-1,40	-1,79	-2,43
Aragonito	0,40	0,20	0,82	1,35	0,33	0,55	0,49	0,75	0,33
Calcita	0,54	0,34	0,96	1,49	0,47	0,69	0,64	0,90	0,48
Dolomita	0,60	0,17	1,68	2,55	0,55	0,78	0,73	1,73	0,31
Yeso	-0,11	-0,78	-0,59	0,15	-0,94	-1,02	-1,18	-1,57	-2,20
Halita	-5,28	-5,56	-4,11	-4,13	-5,16	-5,37	-5,20	-5,34	-7,30

POZOS IS	Asfeia	Mijek	Eij	Zug Potable	Zug Aglat	Mabruk Artesanal	Agueinit Oficial	Agueinit Oeste	Sondeo Agueinit
Anhidrita	-2,05	-2,19	-2,00	-1,43	-2,13	-0,97	-0,69	-0,62	-0,51
Aragonito	0,44	0,19	0,39	0,45	0,83	1,08	0,25	1,14	0,69
Calcita	0,59	0,33	0,53	0,59	0,97	1,23	0,40	1,28	0,84
Dolomita	1,16	0,91	0,78	1,47	2,03	2,28	0,53	2,23	1,18
Yeso	-1,83	-1,96	-1,79	-1,24	-1,92	-0,73	-0,47	-0,40	-0,28
Halita	-5,63	-5,17	-6,64	-5,70	-5,06	-5,26	-4,91	-4,56	-4,45

Tabla 15. Resultado del procesamiento de los análisis físico-químicos para la determinación del índice de saturación (IS).

En el caso de los minerales que se encuentran en estado de sobresaturación destaca la Dolomita, dado que la mayoría de las muestras (16) presentan una índice de saturación que oscila entre 0,5 y 2,5; le sigue por orden de abundancia la Calcita, cuya concentración oscila entre 0,1 y 1,5, mientras que las concentraciones de Aragonito no superan el valor de 1,2.

Por otro lado, entre las especies minerales que se encuentren en estado de no-saturación destaca por sus reducidas concentraciones la Halita, con valores de -7,3.

La concentración de estos minerales en las aguas de la región se debe fundamentalmente al lavado del suelo durante los procesos de precipitación atmosférica y de posterior evaporación, que favorecen la concentración de sales, especialmente en las zonas de *sabkha*.

El elevado índice de saturación de las aguas en Dolomita viene dado por las altas concentraciones de elementos químicos como el Mg y el Ca, que al entrar en contacto con el agua y estar sometidos a procesos de evaporación dan lugar a la formación de $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.

De modo general podemos decir que la concentración de minerales en estado de sobresaturación en las muestras analizadas no es tan elevada como puede ocurrir en otras regiones del mundo donde los índices de saturación llegan a registrar cifras muy altas; en nuestro caso la baja concentración se debe especialmente a los prolongados episodios de sequía, lo cual impide la acumulación permanente de agua y, consecuentemente, la existencia de un proceso de cristalización permanente de estos minerales.

9.8. CLASIFICACIÓN DE LAS AGUAS EN LOS POZOS MUESTREADOS DETERMINACIÓN DE LAS FAMILIAS DE AGUAS

En cualquier estudio de índole hidrogeológica resulta de gran importancia determinar el origen, la composición química de las aguas y su comportamiento, lo cual ayuda a conocer la naturaleza geológica por donde circulan o han circulado estas durante su

recorrido, así como los minerales que en ellas están presentes, pudiendo de esta manera agruparlas en familias de agua desde el punto de vista hidroquímico.

En nuestro caso, esta labor se llevó a cabo mediante el procesamiento informático de los datos de los análisis químicos efectuados a las diferentes muestras. La clasificación en familias de aguas se realizó mediante su representación en el diagrama de Piper-Hill-Langelier (abreviadamente, diagrama de Piper), el cual refleja las variaciones causadas por mezclas de aguas, precipitaciones-disoluciones, procesos de intercambio iónico u otros, y permite establecer de forma directa la evolución hidroquímica de las aguas (Postma, 2005; Lloyd y Heathcote, 1985). Finalmente, el diagrama permite representar diversos tipos de agua en un solo gráfico.

Los diagramas correspondientes a nuestra zona de estudio se obtuvieron a partir del procesamiento de los análisis de las 18 muestras de campo con el software AquaChem 4.0, un programa diseñado por *Waterloo Hydrogeologic*, y con *Diagrammes*, un software de uso libre creado por la Universidad de Avignon. El procesamiento de la información en estos dos programas da como resultado representaciones gráficas y numéricas, además de que permite interpretar los datos de calidad del agua.

9.8.1. Familias de aguas en el sahara

Según hemos podido constatar en el procesamiento de los datos analíticos de las captaciones muestreadas, el agua analizada se agrupa básicamente en tres familias:

- Aguas cloruradas-sulfatadas cálcicas
- Aguas cloruradas sódicas
- Aguas bicarbonatadas cálcicas

El agua de la mayoría de captaciones muestreadas se agrupan dentro de la familia de aguas cloruradas-sulfatadas cálcicas (Fig. 85), le sigue las aguas cloruradas sódicas, y solo el agua de una captación cae dentro del rango de las aguas bicarbonatadas cálcicas.

El predominio de las aguas cloruradas en el área de estudio se debe especialmente a la naturaleza desértica de la zona. En estas regiones, durante los episodios de lluvia ocurre un lavado del suelo y las aguas se van acumulando en zonas de depresión, lo que a su vez da lugar a la formación de grandes estructuras de *sabkha*. Los procesos de evaporación a los que se encuentra sometida el agua dan lugar a que aumenten de forma sustancial las concentraciones de sales cloruradas. Lo mismo pasa con las aguas cloruradas sódicas que hay en el área y que se su origen se debe especialmente a los procesos de evaporación.

En el caso de la familia de aguas bicarbonatadas cálcica, de las 18 captaciones muestreadas solo una corresponde al rango de esta familia de aguas; se trata de un pozo artesanal en la región de Amheiriz. Está emplazado en una zona donde los materiales predominantes son arenas cuaternarias depositadas durante los periodos de crecidas de los

ríos existentes en la zona, también el área donde se encuentra emplazada dicha captación se caracteriza desde el punto de vista geológico por estar formada por materiales Ordovícico Inferior como calizas con arqueociatos según (Arribas,1968), a diferencia de las demás captaciones, que en su mayoría se localizan en zonas de *sabkha* o en granitos altamente fracturados.

Se recomienda llevar a cabo otros trabajos sobre el análisis de las aguas en esta región para tener una información más precisa, ya que el presente trabajo solo trata la analítica de forma muy general debido a la enorme dificultad de recolección de las muestras, su elevada dispersión y la precariedad de medios disponibles.

9.9. CONCENTRACIONES DE ELEMENTOS QUE AFECTAN A LA SALUD HUMANA, Y OTROS NO PELIGROSOS PARA LA SALUD HUMANA. COMPARACIÓN CON PARÁMETROS INTERNACIONALES

Para el análisis de la calidad del agua subterránea en el territorio saharauí se han comparado los parámetros físico-químicos y las concentraciones de las diferentes muestras de agua recogidas con los valores recomendados por distintos organismos internacionales para la calidad del agua destinada al consumo humano. Para llevar a cabo esta tarea se han tenido en cuenta los parámetros exigidos por las instituciones internacionales que se indica a continuación:

- ❖ La Organización Mundial de la Salud (OMS), que propone unas directrices para la calidad del agua potable a nivel internacional para el establecimiento de estándares y seguridad del agua potable. Las últimas directrices publicadas por la OMS son las acordadas en Génova, 1993.

- ❖ La Unión Europea. Se toma en consideración la Directiva 98/83/CE del Consejo de 3 de noviembre de 1998 relativa a la calidad de las aguas destinadas al consumo humano, que modifica la anterior Directiva 80/778/CEE del Consejo, de 15 de julio de 1980, relativa a la calidad de las aguas destinadas al consumo humano, teniendo en cuenta lo estipulado por la OMS y el Comité Científico de Toxicología y Ecotoxicología. Esta directiva en España está reflejada en el Real Decreto 140/2003, de 7 de febrero, por el que se establecen los criterios sanitarios de la calidad del agua de consumo humano (BOE, 2003).
- ❖ La Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos de Norte América (EPA). Aunque es una entidad privada, es la encargada por el gobierno de este país para dictar la política referente a la calidad de agua para el consumo.

El agua, por su naturaleza, incorpora sustancias que pueden ser contaminantes o bien otros compuestos no contaminantes, aunque incluso estos últimos en cantidades considerables pueden afectar de forma significativa a la salud humana, especialmente si la exposición es prolongada, según la OMS (2003). En todas las muestras de agua analizadas se han encontrado concentraciones de algunos compuestos que pueden representar un riesgo para la salud humana; entre estos elementos destacan principalmente los nitratos.

Dentro de los efectos que puede generar el consumo prolongado de las aguas con concentraciones superiores a las estimadas por los distintos organismos internacionales, el nitrato es conocido por causar varios efectos adversos para la salud humana, particularmente la disminución del funcionamiento de la glándula tiroidea y el bajo almacenamiento de la vitamina A (Lenntech, 2005). Los efectos más graves los provoca el nitrito, e indirectamente también el nitrato, debido a que este último se puede transformar en nitrito, bajo la acción de una bacteria nitrato-reductora, que se encuentra en los intestinos de los seres humanos (Herranz y Clerigué, 2003).

Las altas concentraciones de nitratos ingeridas por un ser humano, una vez dentro del organismo, sufren procesos de transformación bajo ciertas condiciones internas del cuerpo, que dan lugar a que estas sustancias pasen a transformarse en nitrosaminas compuestos reconocidos como cancerígenos, o bien pueden entrar en reacción con la sangre, provocando de esta manera la formación de la metahemoglobinemia adquirida, más conocida como el síndrome “del bebé cianótico o del bebé azul.

La metahemoglobinemia adquirida resulta de la transformación de la hemoglobina presente en los glóbulos rojos de la sangre en metahemoglobina por un agente oxidante exógeno tóxico, producto de una intoxicación a raíz del consumo de nitrato presente en el agua de ingesta. Así la sangre pierde gran parte de su capacidad de transporte de oxígeno, de modo que este llega insuficientemente a los tejidos de ciertas partes del cuerpo. Esta enfermedad puede afectar principalmente a los niños menores de 6 meses (Herranz y Clerigué, *op.cit.*).

El límite establecido, tanto por la OMS como por la CE, en cuanto a concentraciones de nitrato es de 50 mg/L, mientras que la EPA estima la concentración de 10 mg/L de nitrógeno en forma de nitrato, que equivale a 44,3 mg/L de este ion. Como se puede observar en la Figura 86, de los 18 pozos analizados solo 6 presentan concentraciones de nitratos superiores a las concentraciones recomendadas por los organismos internacionales.

Existen ciertas sustancias o elementos químicos que no son peligrosos para la salud humana, si bien pueden influir de forma notable en la calidad de las aguas de consumo; estos casos están recogidos en las diferentes normativas internacionales sobre la calidad del agua de consumo humano.

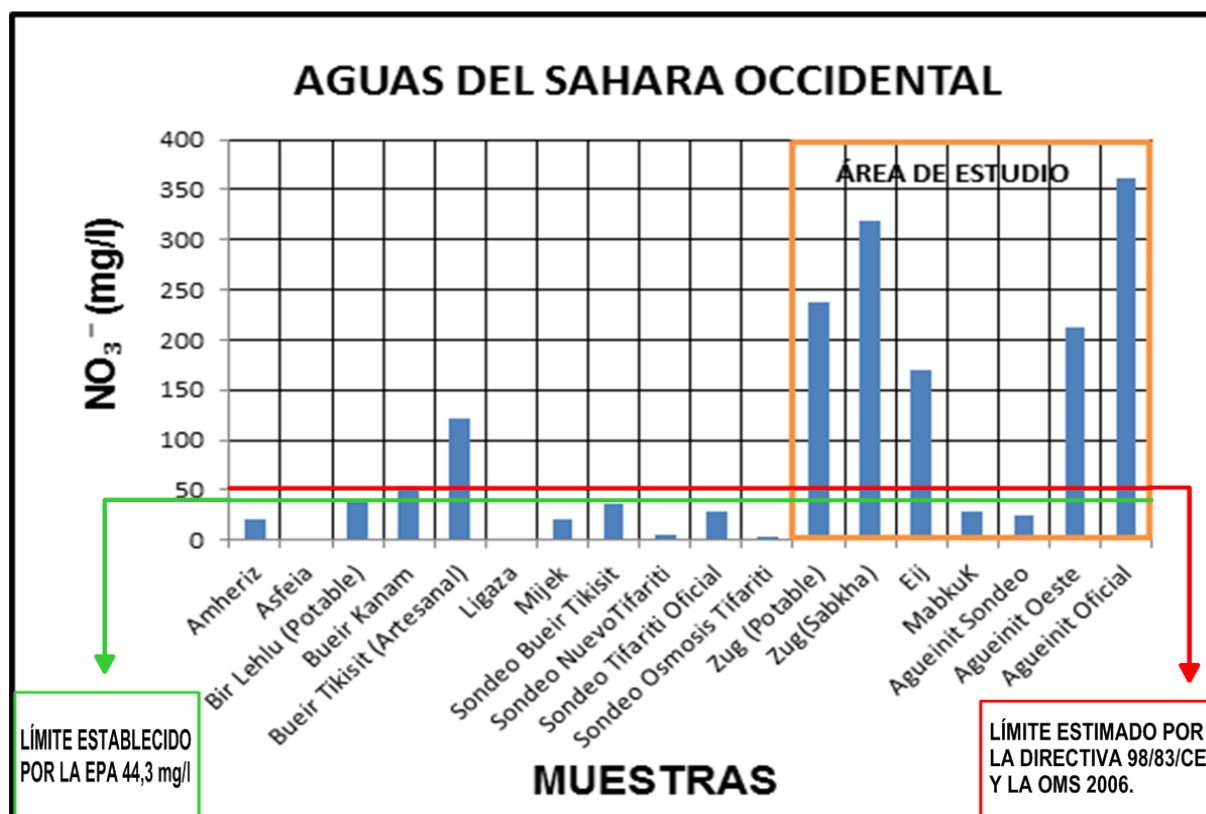


Figura 86. Comparación de las concentraciones de NO_3^- de cada una de las muestras con las diferentes concentraciones establecidas por OMS, CE y EPA.

Diferentes organismos internacionales relacionados directamente con esta cuestión, tales como OMS, UE y EPA, proponen umbrales orientativos para ciertos componentes o características del agua que afectan a sus propiedades químicas, aunque no sean peligrosos para la salud humana. Ejemplo de esto son las altas concentraciones de Cl^- y de Na^+ , que confieren un sabor salado al agua de bebida. Así los organismos citados coinciden en que a partir de los 250 mg/L de Cl^- puede ser detectado un mal sabor del agua por el consumidor, mientras que la UE y la OMS estiman en 200 mg/L el umbral de concentración en Na^+ que afecta al sabor del agua. Como se puede observar en las Figuras 87 y 88, la práctica totalidad de los pozos muestreados superan los umbrales estimados por las diferentes instituciones, exceptuando los pozos de Eij y Amheiriz, que se encuentran dentro de los parámetros permitidos tanto para Cl^- como para Na^+ .

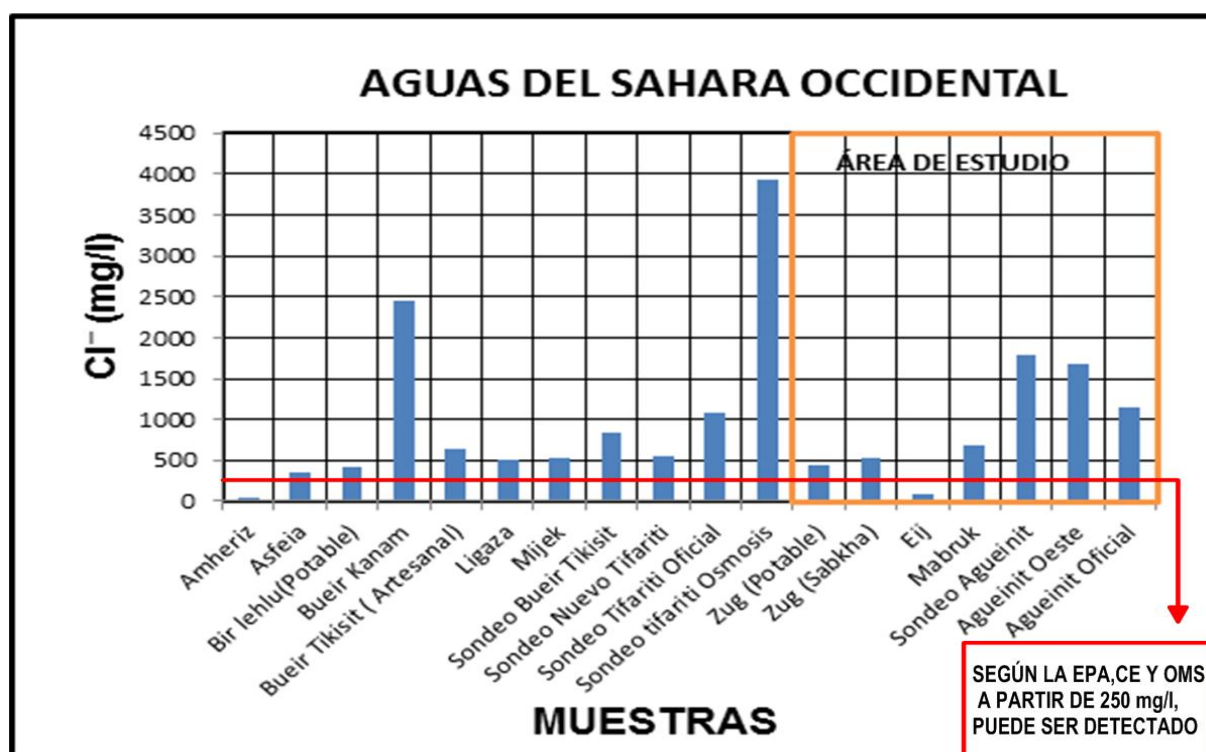


Figura 87. Concentración de cloruro en el agua de los diferentes pozos muestreados en la región, y su comparación con los parámetros internacionales.

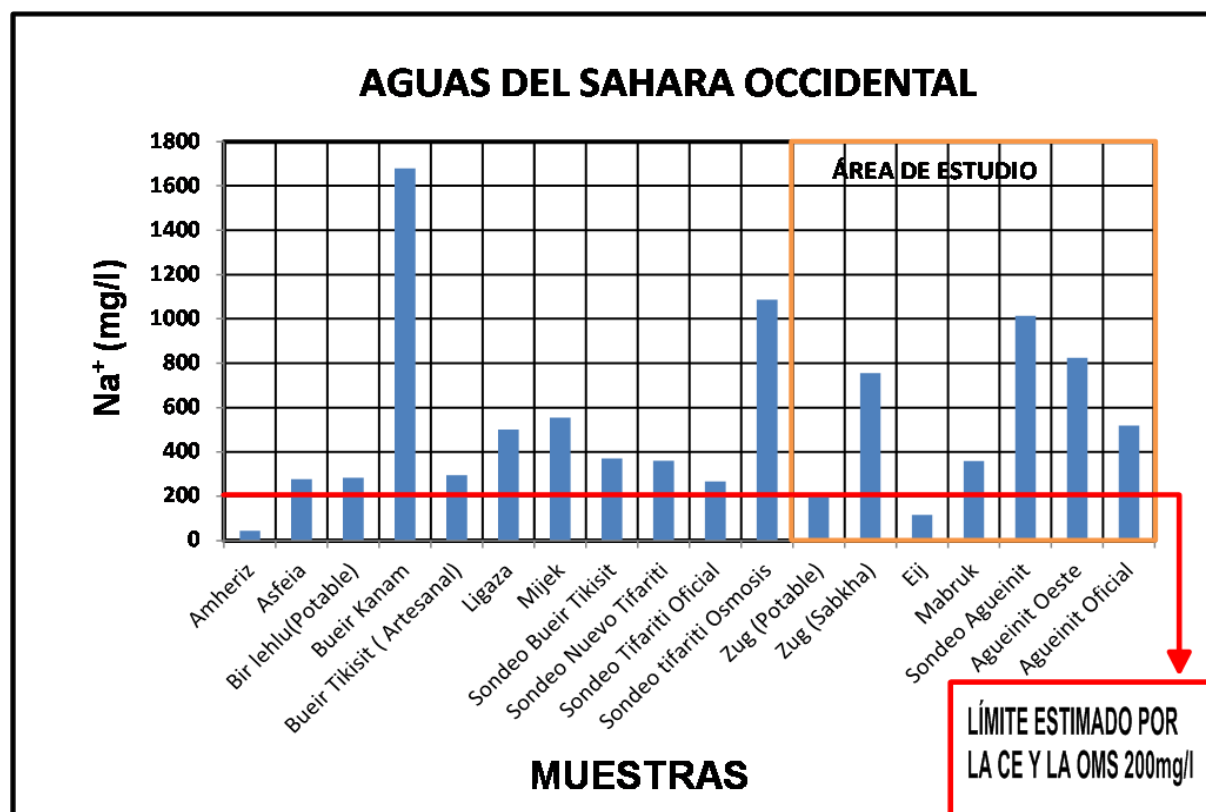


Figura 88. Concentración de sodio en el agua procedente de los diferentes pozos muestreados en la región, y su comparación con los parámetros internacionales.

En el caso de las concentraciones de sólidos totales disueltos en agua, la EPA propone un umbral de 500 mg/L, mientras que la UE y la OMS le asignan un valor máximo admisible de 1.000 mg/L. Basándonos en estos umbrales se puede apreciar que, a excepción del pozo de Amheriz, todas las captaciones presentan valores superiores a los estimados por la organismos internacionales (Fig. 89).

Para otros elementos presentes en las aguas subterráneas como los sulfatos, las normativas internacionales estiman no rebasar un umbral de 250 mg/L de este compuesto químico para las aguas destinadas a consumo humano. Como se puede observar en la Figura 90, 10 de los 18 pozos muestreados superan la concentración estimada, mientras que el resto se encuentra por debajo de ésta. El pozo de Bueir Kanam registra valores que superan los 2.500 mg/L.

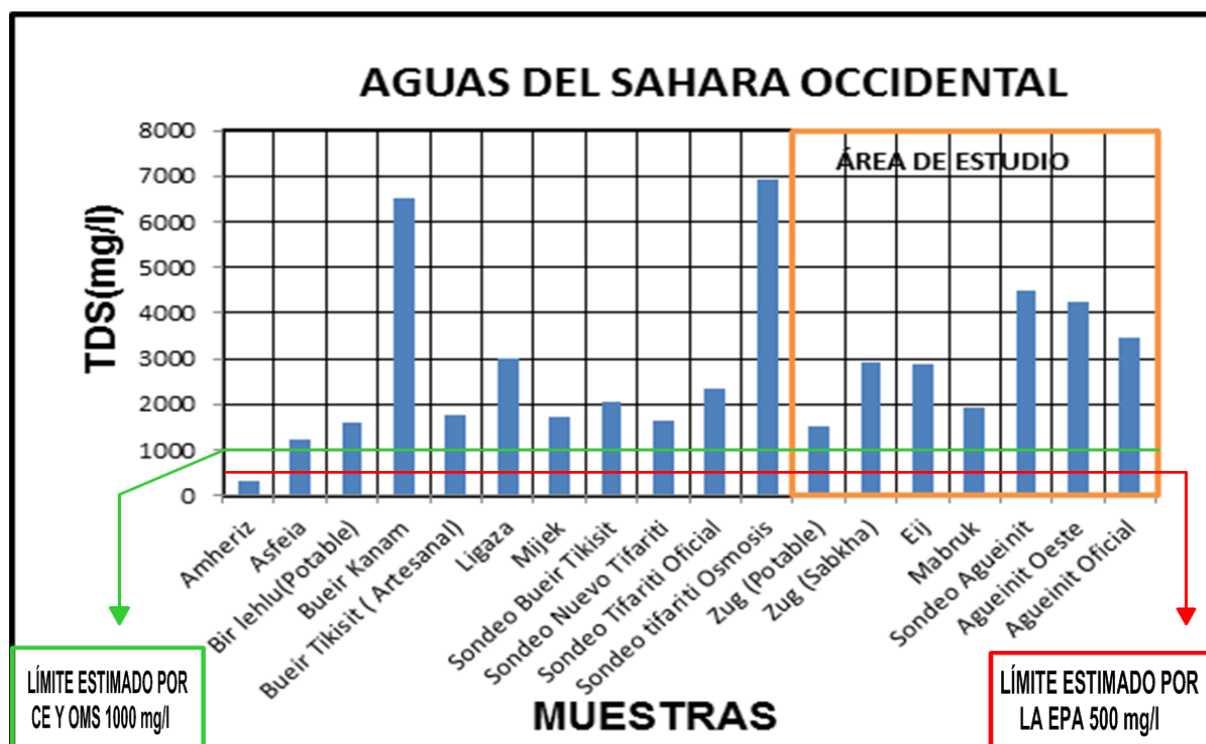


Figura 89. Representación del total de sólidos disueltos en el agua procedente de todas las captaciones muestreadas, y su comparación con los parámetros internacionales.

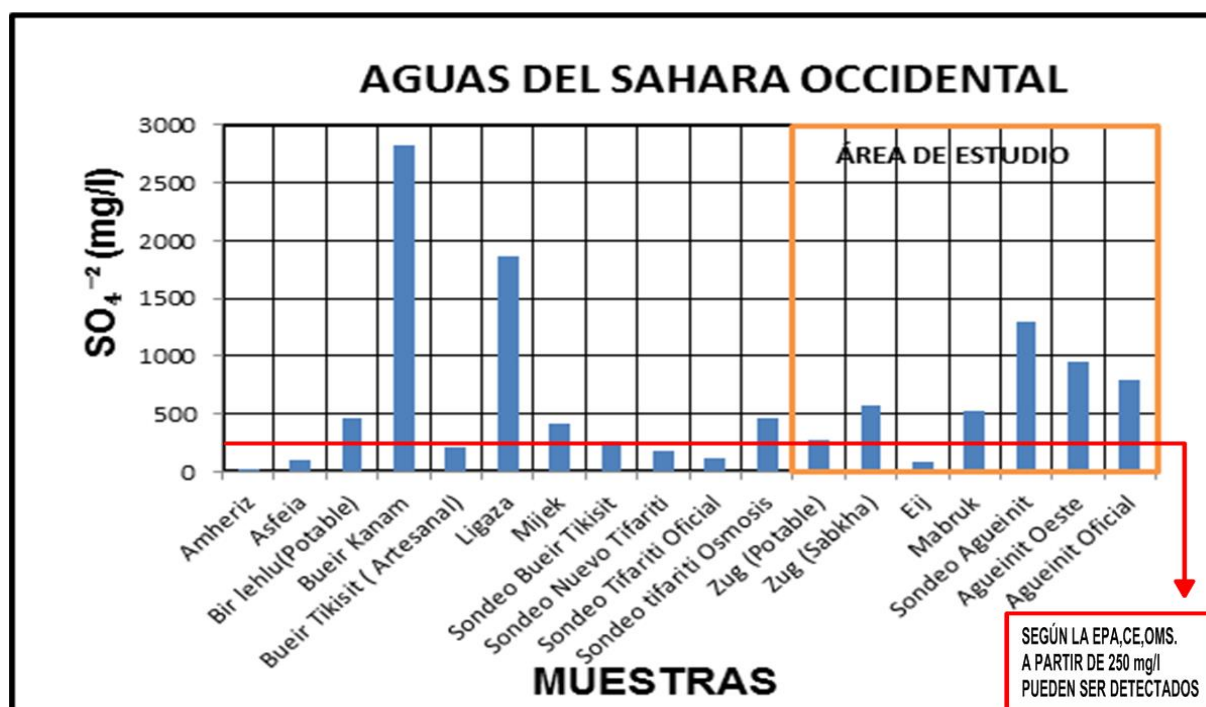


Figura 90. Concentración de sulfatos en los pozos muestreados, y su comparación con los parámetros internacionales.

De los diferentes compuestos químicos presentes en las aguas, el calcio y el magnesio constituyen los principales causantes de la dureza de estas. Las normativas internacionales de la EPA y la UE no dan indicaciones acerca de estos elementos; sin embargo la OMS estima que concentraciones de estas sustancias por encima de los 200 mg/L pueden causar incrustaciones, principalmente en las captaciones donde se emplean sistemas de tratamiento de aguas, y que estas deposiciones afectan directamente a las tuberías de suministro y tanques de almacenamiento. Referido exclusivamente a la zona de Zug, la totalidad de las captaciones de esta área están afectadas, de forma especial el sondeo y pozo oficial de Agueinit, como se puede apreciar en la Figura 91.

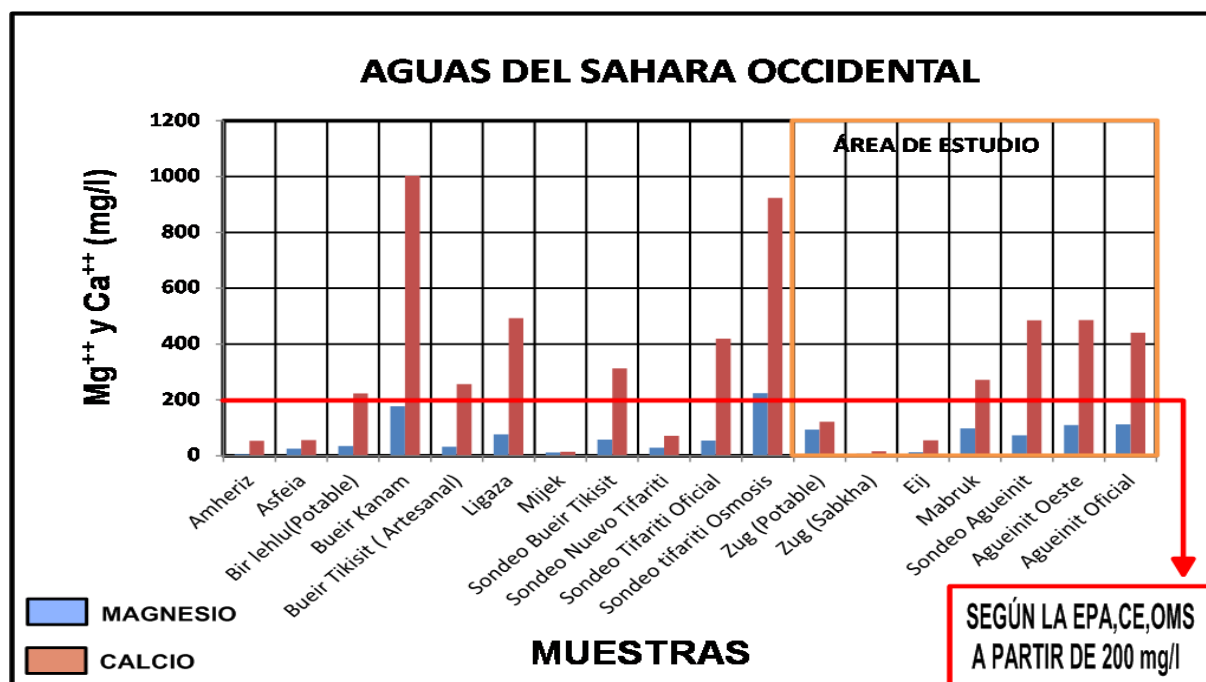


Figura 91. Representación de las concentraciones de calcio y magnesio en las captaciones muestreadas, y su comparación con los parámetros internacionales.

9.10. ORIGEN DE LOS NITRATOS EN LAS CAPTACIONES DE AGUA MUESTREADAS EN ZUG

De los 18 pozos muestreados, seis presentan concentraciones de nitratos que superan los 50 mg/L reconocidos por los organismos internacionales como límite de potabilidad de las aguas. La totalidad de las captaciones que presentan altas concentraciones de nitratos son de carácter somero, y sirven como puntos donde los rebaños de camellos acuden con frecuencia (Fig. 92). Estas captaciones no presentan protección alguna y en algunos casos, como los pozos de agua potable de Zug y Agueinit, se encuentran cerca de huertos donde se emplea abundantemente abonos inorgánicos.



Figura 92. Distintos aspectos de pozos muestreados donde se puede apreciar la presencia de manadas de camellos bebiendo agua y la existencia de huertos.

En las regiones áridas, semiáridas y tropicales las altas concentraciones de nitratos no siempre están relacionadas con procesos de contaminación como resultado de la actividad humana (Edmunds y Gaye, 1997); antes al contrario, numerosos científicos plantean diferentes hipótesis acerca del origen de estas altas concentraciones de nitratos; entre estos se puede destacar el trabajo realizado por Heaton *et al.* (1983) en el desierto de Kalahari, al igual que el de Edmunds y Wright (1979) en Libia. Ambos autores llegan a la conclusión de que estas zonas, que hoy en día son desiertos donde las condiciones no son las idóneas para que exista una recarga continua, los nitratos pueden ser el resultado de factores paleoambientales y del mantenimiento de condiciones aerobias en el suelo que han permitido la permanencia de los nitratos durante 100.000 años o más.

No parece que la presencia de nitratos en la región estudiada tenga relación directa con lo expresado con anterioridad, si bien la zona es una región desértica donde los episodios de lluvia se alternan en un periodo de 5 a 10 años aproximadamente, lo cual determina que la recarga de los acuíferos sea muy baja durante grandes lapsos de tiempo. Las causas fundamentales que explican las altas concentraciones de nitratos en las captaciones de mayor uso -especialmente en la ganadería- son muy probablemente el empleo de abonos inorgánicos y la acumulación de desechos orgánicos que provienen de los animales. Al entrar en contacto los desechos y los abonos con el agua, durante los periodos de lluvia, dan lugar a la formación de nitratos y otros compuestos químicos presentes en las aguas subterráneas de la región.

9.11. CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS

El presente apartado trata las características isotópicas de las aguas subterráneas en Zug, con el objetivo de esclarecer la posible relación que pueda existir entre dos tipos de captaciones: los pozos excavados en la zona de *sabkha* y el pozo de agua para el consumo humano localizado en terrenos graníticos (Fig. 93). Independientemente de las diferencias litológicas de las dos captaciones, una combinación de factores como la cercanía, las escasas precipitaciones y el apreciable caudal que aporta el pozo de uso humano, hacen pensar en una posible relación entre los dos acuíferos.

Este motivo es el que nos ha llevado a analizar el agua de las dos captaciones con el empleo de técnicas isotópicas para esclarecer su posible origen y la relación entre ambas. También se pretende realizar una comparación de los parámetros isotópicos del agua en esta zona con los datos obtenidos de las estaciones de la Agencia Internacional de Energía Atómica (AIEA) próximas de la zona de estudio, y así tener una idea preliminar del posible origen de las aguas subterráneas en la región de Zug.

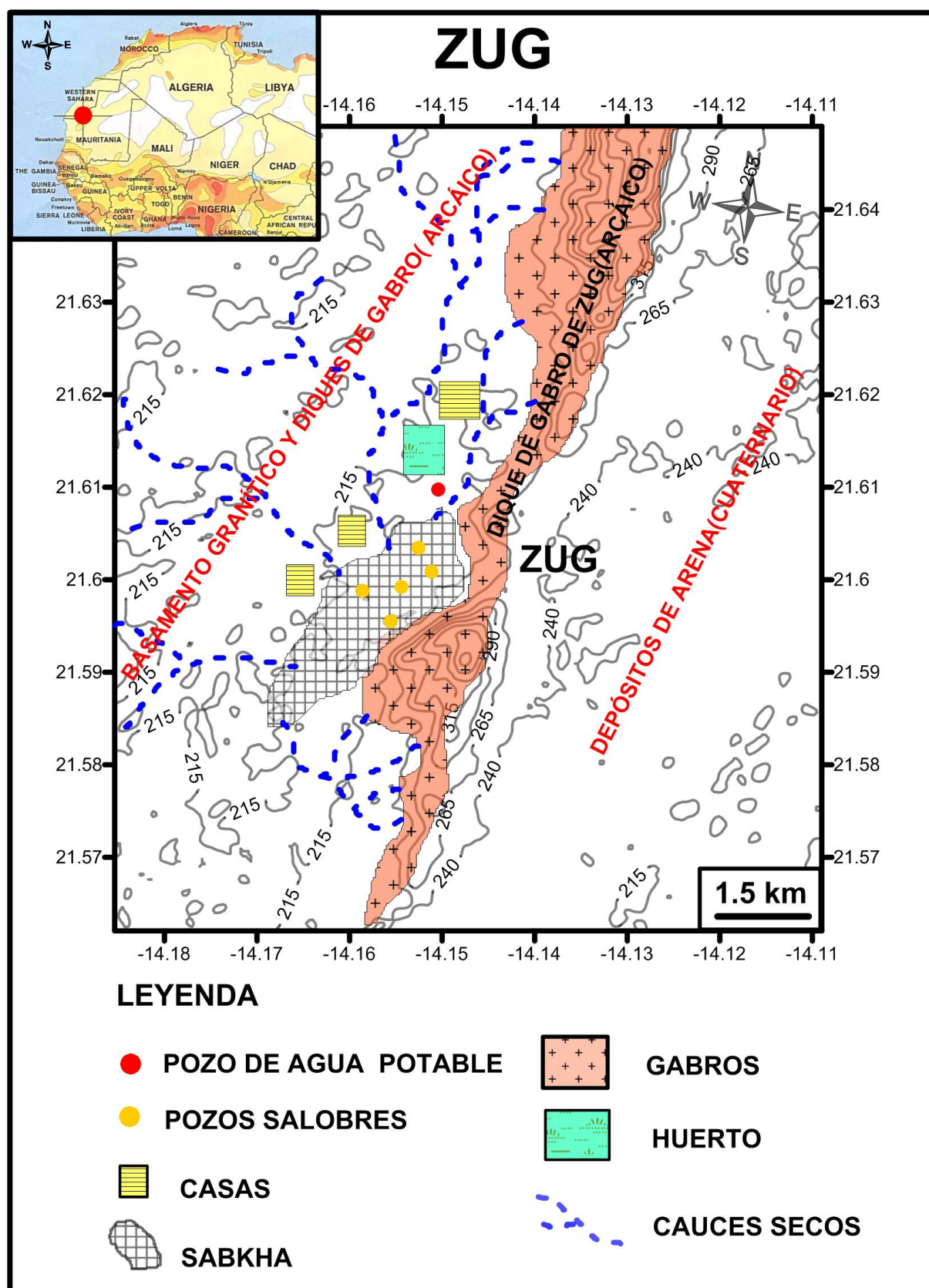


Figura 93. Mapa de localización de las captaciones de agua en la región de Zug.

9.11.1. Estudio del ^{18}O , ^2H y Tritio

Las técnicas isotópicas constituyen una herramienta de gran utilidad en hidrogeología, ya que suelen aportar información importante sobre el esquema conceptual del origen, flujo y dinámica de las aguas tanto superficiales como subterráneas y las causas que provocan los cambios espaciales y temporales que en ellas se manifiestan. También contribuyen a la identificación de los procesos que están implicados en el ciclo hidrológico y los elementos o factores que lo regulan. Un ejemplo claro sobre la importancia que revisten los estudios de esta naturaleza se refleja en los trabajos desarrollados por Gat (1980), Yurtsever y Gat (1981), Rozanski *et al.* (1993) o, más recientemente, Mook (2002).

En zonas donde las temperaturas son elevadas, como es el caso de la región de Zug, las moléculas de agua sufren de forma natural el fraccionamiento isotópico del ^{18}O y ^2H , como resultado de los procesos de evaporación. Esta es la razón por la cual la composición isotópica del agua subterránea en regiones áridas puede ser en ocasiones bastante diferente de la correspondiente al agua de las precipitaciones locales. Estas variaciones pueden ser ocasionadas por cambios ambientales locales tanto en relación con la temperatura como con las precipitaciones, que indican que la recarga de los acuíferos se realizó en épocas en las que predominaban climas de carácter húmedo, muy diferentes de los actuales climas áridos existentes en estas zonas (Brouste *et al.*, 1997).

En general las moléculas de agua que forman parte del ciclo hidrológico contienen distintas cantidades de isótopos del hidrógeno y oxígeno (^1H y ^2H –Deuterio (D)–, y ^{16}O , ^{17}O y ^{18}O). Todos ellos se comportan de una forma muy variable, debido fundamentalmente a dos factores: uno interno, el cual se debe a la masa de los distintos isótopos que constituyen dicha molécula, y otro motivado por la acción de agentes externos tales como la temperatura, altitud y latitud. La conjugación de estos elementos internos y externos da lugar así a un comportamiento desigual en la distribución de los isótopos del agua a lo largo de su evolución en el seno del ciclo hidrológico.

También la combinación de los factores anteriores da lugar a un efecto, conocido como fraccionamiento isotópico, condicionado principalmente por la temperatura y los procesos de evaporación, los cuales hacen que la proporción de isótopos ligeros (^1H , ^{16}O , ^{17}O) y pesados (^{18}O , ^2H) en el agua de lluvia sean distintos, permitiendo así distinguir diferentes masas de agua por su origen. Estas variaciones también nos permiten tener una idea acerca del origen y la evolución química que puede experimentar una molécula de agua a lo largo del desarrollo del ciclo hidrológico (Clark y Fritz, 1997; Cook y Herczeg, 2001).

En esta investigación fueron realizados análisis de la desviación isotópica del ^{18}O y ^2H , así como del contenido en Tritio (^3H), en dos muestras de agua tomadas el 10 de abril de 2011 en sendas captaciones artesanales, con una temperatura del aire de 38°C . La toma de las muestras se realizó de forma simultánea: en el pozo de agua potable se hizo durante el bombeo, mientras que en los pozos de la *sabkha* se tomó mediante la extracción del agua de forma manual. Dadas las condiciones difíciles de trabajo, con graves impedimentos para sacar muestras de agua y traerlas para España, no fue posible disponer de más muestras, que hubiera sido lo ideal.

El análisis y la comparación de las concentraciones isotópicas de las distintas muestras de agua, se hace sobre la base del patrón de referencia para todos los laboratorios que miden estos isótopos del agua el V-SMOW (*Vienna - Standard Mean Oceanic Water*), que tiene sus orígenes en la ecuación desarrollada por Craig (1961), la cual toma como base las concentraciones de isótopos estables del agua de mar como valor universal de referencia para este tipo de estudios. Sobre esta base Craig desarrolló una ecuación para determinar la línea meteórica mundial:

$$\delta D = a * \delta ^{18}\text{O} + b$$

Donde $a = 8$ y $b = 10\text{‰}$, representando los valores normalmente observados en las aguas naturales.

El contenido de Tritio existente en las dos captaciones también demuestra que las aguas de las dos captaciones presentan un origen distinto, y que éstas han recibido aportes de precipitaciones muy recientes. El pozo de la *sabkha* presenta una concentración de 2,44 UT, lo cual indica que el agua es de recarga reciente, pues lleva el sello del contenido de la lluvia en la zona. Mientras que en el pozo potable el contenido de Tritio es de 0,45 UT, lo cual podría indicar que es un agua más antigua que ha perdido parte de su actividad a lo largo del tiempo.

9.11.2. Contenido isotópico de las precipitaciones en el norte de África

En la región de Zug no existen registros de precipitación; los datos con que contamos sobre este parámetro proceden de estaciones meteorológicas localizadas en las ciudades mauritanas de Zouerat y Atar, tal como se indica en el apartado 8.2 referente a la climatología. Ninguna de ellas pertenece a la red GNIP (*Global Network of Isotopes in Precipitation*) de la AIEA, por lo que no se dispone de datos de concentraciones isotópicas de lluvia muy cercanos al área. A raíz de esto, se ha optado por recopilar datos de otras estaciones asociadas a la red GNIP para tener una idea global sobre las concentraciones isotópicas de las lluvias en la parte noroccidental de África (Fig. 94).

Dentro de las estaciones representadas, solo se analizarán las estaciones que figuran en la Tabla 16, por su semejanza con el clima en el área de estudio y por la cantidad de datos que se tienen de estas. En general, en todo el territorio saharauí las lluvias son escasas, si bien cuando ocurren se concentran en dos épocas del año: otoño y verano. Las lluvias otoñales tienen una componente del noreste, mientras que las lluvias del verano presentan una componente de sureste. En la región de Zug las lluvias más intensas y prolongadas son las del verano, razón por la cual las estaciones que se van a analizar son las que se ubican en la dirección sureste.

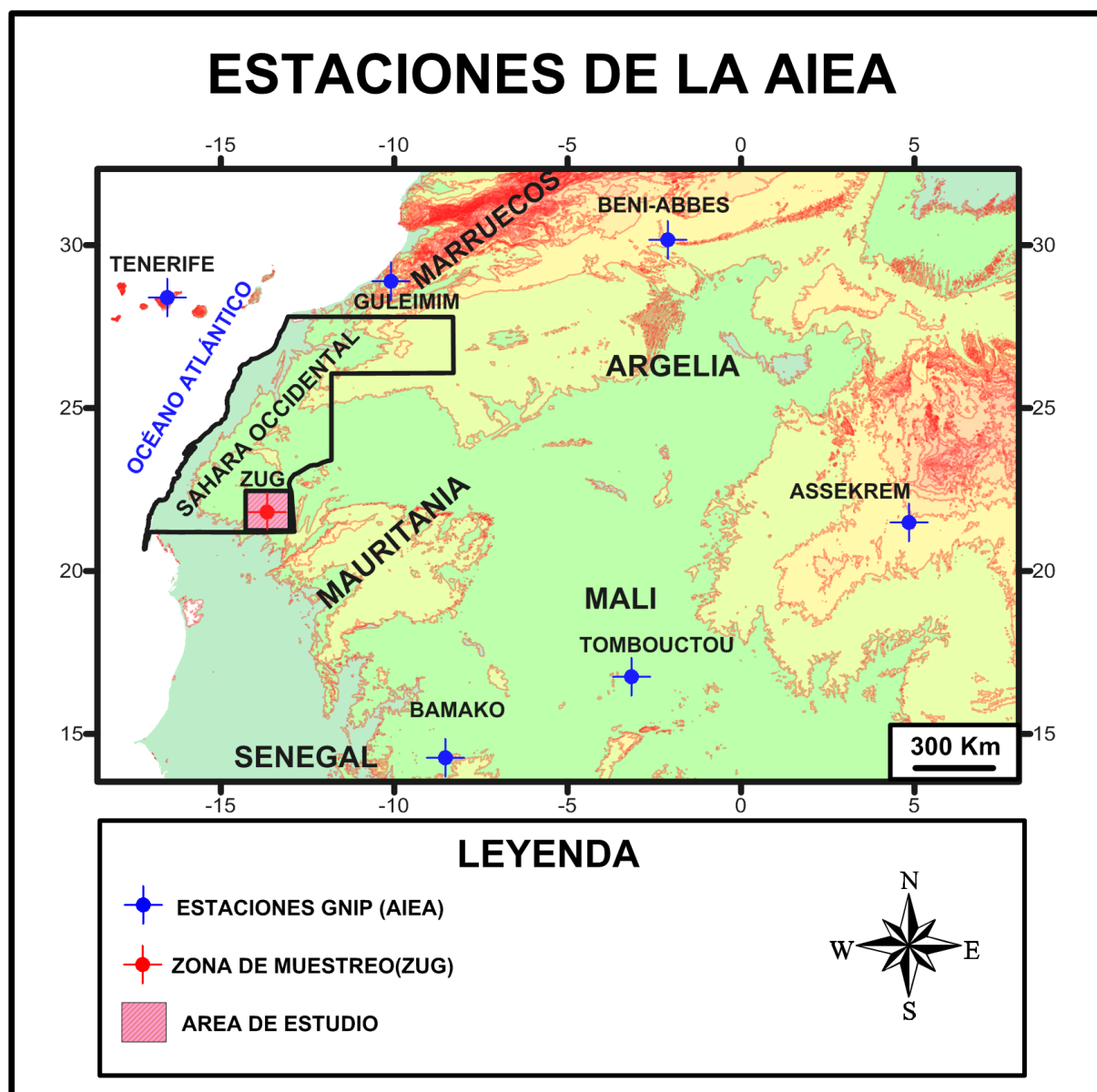


Figura 94. Localización de la estaciones más cercanas al área de estudio, pertenecientes a la red GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) de la AIEA.

ESTACIÓN	PAÍS	LAT.	LONG.	ALT.	MUESTRA	AÑO	FUENTE	MEDIA $\delta^{18}\text{O}$ (‰)	MEDIA $\delta^2\text{H}$ (‰)	MEDIA ^3H (UT)	DISTANCIA A ZUG (km)
TENERIFE	ESPAÑA	28.45	-16.25	36	LLUVIA	2006	GNIP(AIEA)	-1,19	-7,14	2,48	775 (al NW)
TENERIFE	ESPAÑA	28.45	-16.25	36	LLUVIA	2005	GNIP(AIEA)	-2,94	-14,68	1,65	775 (al NW)
TENERIFE	ESPAÑA	28.45	-16.25	36	LLUVIA	2004	GNIP(AIEA)	-0,59	-0,89	1,97	775 (al NW)
TENERIFE	ESPAÑA	28.45	-16.25	36	LLUVIA	2003	GNIP(AIEA)	-0,83	-6,48	2,63	775 (al NW)
TENERIFE	ESPAÑA	28.45	-16.25	36	LLUVIA	2002	GNIP(AIEA)	-1,17	-8,2	2,0	775 (al NW)
ASSEKREM	ARGELIA	23.27	5.6	2726	LLUVIA	1998	GNIP(AIEA)	-3,51	-20,94	9,6	2.000 (al E)
ASSEKREM	ARGELIA	23.27	5.6	2726	LLUVIA	1996	GNIP(AIEA)	-4,55	-11,85	8,7	2.000 (al E)
ASSEKREM	ARGELIA	23.27	5.6	2726	LLUVIA	1995	GNIP(AIEA)	-2,47	-13,29	9,12	2.000 (al E)
ASSEKREM	ARGELIA	23.27	5.6	2726	LLUVIA	1994	GNIP(AIEA)	-3,51	-15,14	9,27	2.000 (al E)
BAMAKO	MALI	12.69	-7.9	381	LLUVIA	1998	GNIP(AIEA)	-2,7	-12,35	5,31	1.146 (al SE)
BAMAKO	MALI	12.69	-7.9	381	LLUVIA	1996	GNIP(AIEA)	-3,94	-23,23	5,25	1.146 (al SE)
BAMAKO	MALI	12.69	-7.9	381	LLUVIA	1995	GNIP(AIEA)	-4,26	-24,82	4,33	1.146 (al SE)
BAMAKO	MALI	12.69	-7.9	381	LLUVIA	1994	GNIP(AIEA)	-4,89	-29,27	5,3	1.146 (al SE)
BAMAKO	MALI	12.69	-7.9	381	LLUVIA	1993	GNIP(AIEA)	-5,08	-27,05	5,71	1.311 (al SE)
TOMBOUCTOU	MALI	16.76	-3.02	266	LLUVIA	2000	GNIP(AIEA)	-3,32	-19,93	6,54	1.146 (al SE)

Tabla 16. Datos isotópicos de las precipitaciones registradas en las regiones más próximas al área de estudio donde se cuenta con estaciones pertenecientes a la Agencia Internacional de Energía Atómica (AIEA). <http://www.univie.ac.at/cartography/project/wiser/index.php> (Acceso: agosto de 2012).

En dicha Tabla se puede apreciar cómo en la estación de Tenerife, que se localiza a 775 km al noroeste de Zug, los valores isotópicos de las lluvias caídas entre los años 2002 a 2006 presentan una media de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ inferior a $-1,25\text{‰}$ y $7,48\text{‰}$, respectivamente; esto se debe en gran medida a la cercanía de la fuente de aporte de las lluvias, en este caso el océano Atlántico. Sin embargo, en la estación de Assekrem los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ oscilan entre $-3,51\text{‰}$ y $-15,30\text{‰}$, entre los años 1994 y 1998, lo que indica un mayor grado de fraccionamiento isotópico. Para la estaciones de Bamako, los datos registrados entre 1993 y 1998 arrojaron los siguientes valores: $-4,17\text{‰}$ y $-23,34\text{‰}$, para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, respectivamente, en este periodo. En la estación de Tombouctou tenemos solo los registros realizados en el año 2000, en los cuales los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ son $-3,32\text{‰}$ y $-19,93\text{‰}$, respectivamente. Las desviaciones estándar isotópicas negativas registradas tanto en Assekrem, como en Tombouctou, son característicos de zonas de climas áridos.

De modo general podemos decir que los valores isotópicos más altos registrados en las lluvias para la región estudiada, se concentran en el área de las islas Canarias. Esto tiene su explicación en la cercanía de las islas a la principal fuente de aporte de las lluvias, donde empiezan los procesos de evaporación. En esta región las lluvias presentan una alta concentración de isótopos pesados que componen la molécula agua. A la estación de Tenerife; le sigue en contenido de isótopos estables la estación de Assekrem. Esta última, a diferencia de la estación anterior, está muy alejada de la costa, por tanto los isótopos presentes en el agua de las lluvias están sometidos a los efectos de la continentalidad y la altitud, dada la cota topográfica a la que se localiza la estación. Bajo los efectos mencionados anteriormente, la estación de Assekrem debería presentar concentraciones de isótopos pesados muy bajas; sin embargo, estas concentraciones son muy elevadas. Este fenómeno debe su explicación a las altas temperaturas existentes en la zona, las cuales dan lugar a un elevado grado de fraccionamiento isotópico (Custodio y Llamas, 1983).

En las estaciones de Bamako y Assekrem las desviaciones isotópicas en el agua de lluvia son más negativas lo que indica un mayor grado de fraccionamiento probablemente debido a causa del efecto de la continentalidad. A pesar de estar más cerca de la costa que la estación de Assekrem, en Bamako la temperatura es más baja, lo que determina que las concentraciones de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en el agua de lluvia sean más negativas, al igual que ocurre en Tombouctou. Esta explicación la corroboran también los mapas de distribución de isótopos estables en las lluvias para todo el continente africano (Figs. 95 y 96). Estos mapas fueron confeccionados por la AIEA, a partir de los datos de la red GNIP a la que pertenecen las estaciones de Tenerife (España), Assekrem (Argelia), y Bamako y Tombouctou (Mali). Los datos usados para los mapas siguientes fueron recopilados entre 1961 y 1999.

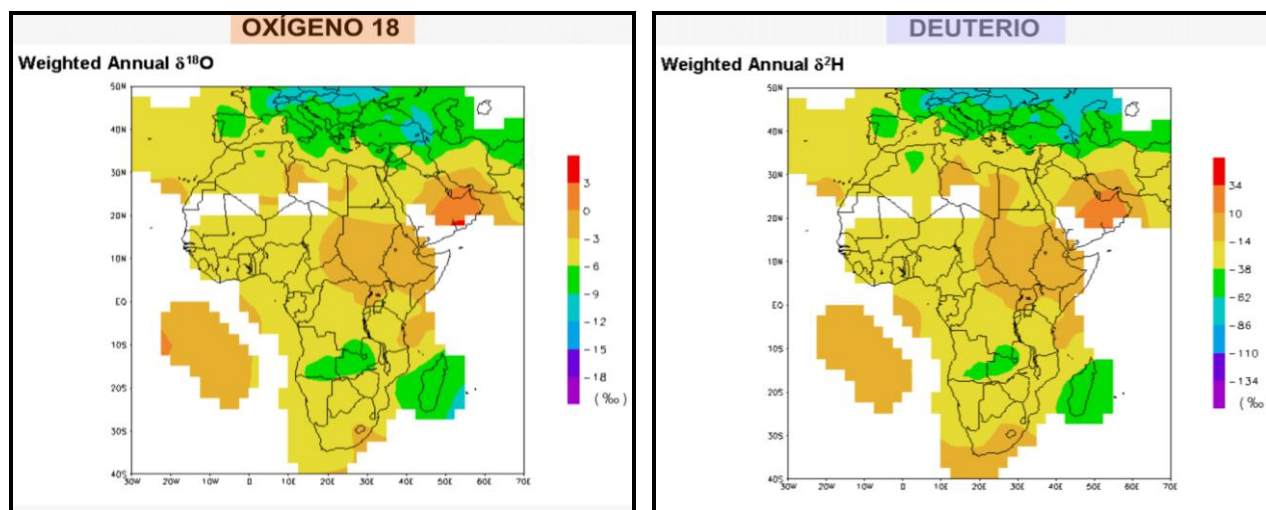


Figura 95 (izquierda). Concentraciones de isótopos de Oxígeno-18 ($\delta^{18}\text{O}$) para África (2009-2012).

Figura 96 (derecha). Concentraciones de isótopos de Deuterio ($\delta^2\text{H}$) para África (2009-2012).

(Fuente: Agencia Internacional de Energía Atómica).

De modo general, y basándonos en los datos expuestos con anterioridad, se puede decir que los valores isotópicos de las lluvias en la región de Zug presentan una concentración de isótopos estables que oscila en el caso de $\delta^{18}\text{O}$ entre -3‰ y -6‰, y para $\delta^2\text{H}$ estos valores oscilan entre -14‰ y -36‰. La mayor parte de los episodios de lluvia que suceden en la región ocurren durante la época de verano, cuando la dirección predominante de los vientos presenta una componente del sureste. Estos vientos son los que arrastran

grandes masas de nubes que se forman en Guinea, como se puede observar en la imagen del Meteosat, tomada el 23 de agosto del 2012 (Fig. 97). Durante la fecha anteriormente mencionada se estaban registrando precipitaciones en la región de Zug.

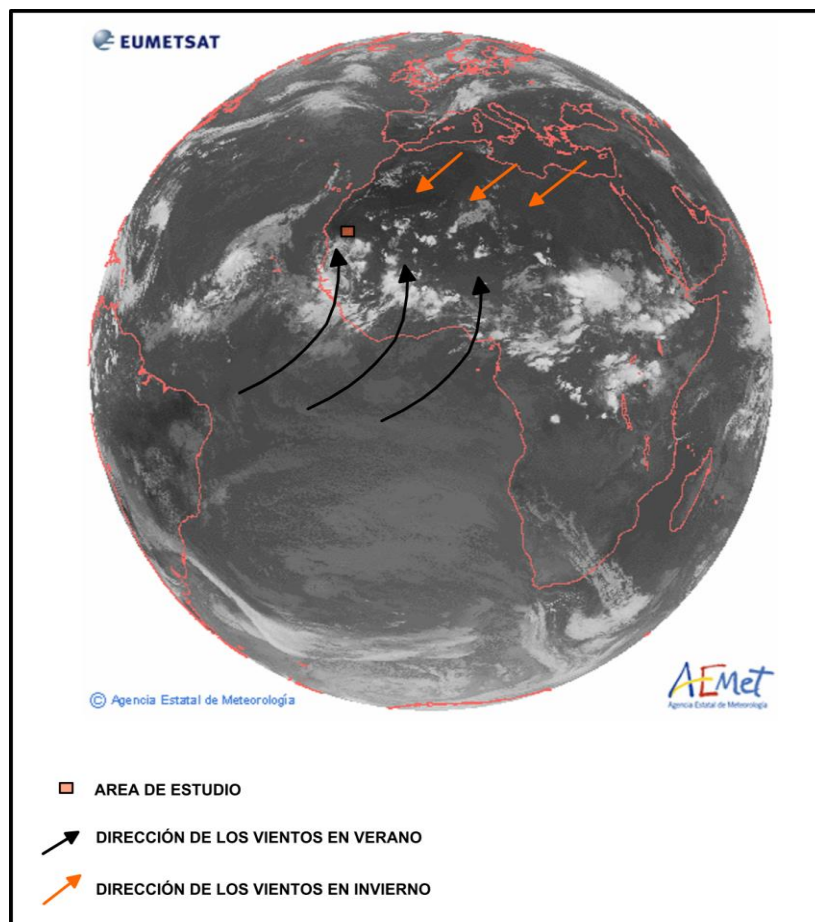


Figura 97. Imagen de las lluvias del 23/08/2012 en la región de Zug (Fuente: AEMET, España).

9.11.3. Contenido isotópico de las aguas subterráneas en zug y las áreas cercanas

El objetivo principal de este apartado es esclarecer si existe o no relación entre las dos captaciones de aguas analizadas y su posible origen, en base a su caracterización isotópica. Para ello contamos con los datos de muestreo de los principales pozos de Zug, recogidos durante la campaña del 24 de abril de 2011. También se pretende comparar estos valores con datos de la red GNIP (Tabla 17), recogidos en estaciones más próximas a Zug.

ESTACIÓN	MUESTRA	AÑO	NÚMERO DE MUESTRAS	MEDIA $\delta^{18}\text{O}$ (‰)	MEDIA $\delta^2\text{H}$ (‰)	MEDIA ^3H (UT)
TENERIFE	SONDEO	1999	1	-3,59	-20,2	8,52
TENERIFE	POZO	1999	1	-2,2	-16,3	1,3
ASSEKREM	SONDEO	1995	28	-8,56	-65,7	
ASSEKREM	POZO	1995	25	-3,83	-24,5	
BAMAKO	SONDEO	1987	208	-5,5	-35,6	
BAMAKO	POZO	1987	20	-4,36	-26,8	
TOMBOUCTOU	SONDEO	1999	108	-1,73	-17,3	
TOMBOUCTOU	POZO	1999	26	-0,75	-12	
ZUG (POTABLE)	POZO	2011	1	-2,66	-31,17	0,45
ZUG (SABKHA)	POZO	2011	1	0,83	-4,57	2,44

Tabla 17. Datos isotópicos de las aguas subterráneas en las distintas estaciones de la red GNIP cercanas al área de estudio, y las captaciones de Zug. (Fuente: Atlas isotópicos de África de la AIEA, <http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/documents/other/STI%201302%20Atlas%20of%20Isotope%20Hydrology%20-%20Africa%202007.PDF>. Los datos de Zug son propios).

En la tabla anterior se muestran todos los datos de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H correspondientes a las muestras de agua subterránea del área estudiada. En ellas se puede observar una notable variación del contenido isotópico con respecto a las lluvias, principalmente en la región de Tombouctou, donde tanto las aguas de captaciones someras como las procedentes de los sondeos profundos presentan concentraciones isotópicas muy elevadas. Este cambio tiene su explicación en las características geológicas e hidrográficas de esta región: en la zona de Tombouctou la temperatura es muy alta, sobrepasando los 45°C durante el día en los meses de verano; en esta época se producen la mayor parte de las precipitaciones en esta área, en que las altas temperaturas y los intensos procesos de evaporación derivados de estas dan lugar a un aumento considerable en las concentraciones de isótopos estables en las aguas subterráneas.

Desde el punto de vista hidrogeológico, estas concentraciones isotópicas hacen suponer que los materiales geológicos por los que circula el agua durante los procesos de infiltración presentan muy baja permeabilidad, lo cual ayuda a que el agua tarde más tiempo en infiltrarse. Ello permitiría que estas aguas estén sometidas a procesos de evaporación más prolongados, aumentando de esta forma la concentración isótopos estables en ella. En las demás estaciones hay un comportamiento similar de las concentraciones de isótopos estables en las aguas subterráneas, en comparación con las lluvias.

En Zug los valores de concentraciones isotópicas de las aguas subterráneas oscilan entre -2,66‰ y 0,83‰ para $\delta^{18}\text{O}$, y desde -31,17‰ hasta -4,57‰ para $\delta^2\text{H}$; estos resultados entran en el rango de los valores registrados en las estaciones de Tombouctou y Tenerife. En cuanto a las captaciones analizadas durante la campaña de campo realizada en Zug, presentan una gran variación en su contenido de isótopos estables, a pesar de que la distancia a la que se encuentran no supera los 500 m; su muy diferente contenido isotópico indica que, desde el punto de vista hidrogeológico, estas captaciones no tienen relación entre sí.

En los datos de la tabla anterior se puede observar cómo el pozo de agua potable presenta valores de -2,66‰ para $\delta^{18}\text{O}$, y -31,17‰ para $\delta^2\text{H}$, mientras que el pozo localizado en la zona de *sabkha* presenta unos valores de 0,83‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y -4,57‰ para $\delta^2\text{H}$, lo cual demuestra que hay una variación drástica en cuanto al contenido isotópico en las aguas entre las dos captaciones. Este fenómeno tiene su explicación en dos factores: el primero de índole climática, y el segundo relacionado con la hidrología de la zona.

La mayoría de las captaciones de agua subterránea en la región de Zug están alojadas en zonas donde se acumulan las aguas durante los periodos de lluvias; estas depresiones, a la cuales tributan los pequeños ríos, son las llamadas *sabkhas*. El agua que se acumula en estas depresiones está sometida a intensos procesos de evaporación durante todo el año, dando lugar así a un aumento considerable del contenido en los

isótopos estables más pesados del agua; por esta razón los pozos en esta área de *sabkha* presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ menos negativos que el caso del pozo de agua potable, localizado en el substrato granítico.

El contenido de Tritio existente en las dos captaciones también demuestra que las aguas de las dos captaciones presentan un origen distinto, y que éstas han recibido aportes de precipitaciones muy recientes. El pozo de la *sabkha* presenta una concentración de 2,44 UT, lo cual indica que el agua es de recarga reciente, pues lleva el sello del contenido de la lluvia en la zona. Mientras que en el pozo potable el contenido de Tritio es de 0,45 UT, lo cual podría indicar que es un agua más antigua que ha perdido parte de su actividad a lo largo del tiempo.

Se debería efectuar una campaña para tomar un mayor número de muestras en lugares diferentes y poder llegar así a conclusiones con mayor fundamento. Las conclusiones que se esbozan a partir de estos datos deben considerarse preliminares, puesto que han sido solo dos muestras las analizadas:

1. Independientemente de su origen, estas aguas han estado sometidas a procesos de fraccionamiento isotópico de distinto grado.
2. Las desviaciones isotópicas de Oxígeno 18 ($\delta^{18}\text{O}$) y Deuterio ($\delta^2\text{H}$) con respecto al *standard* indican que el agua del pozo enclavado en la *sabkha* ha estado sometida a un proceso de evaporación mayor que el agua del pozo potable, puesto que es menos negativa.
3. Los contenidos isotópicos de las aguas de las dos captaciones difieren bastante a pesar de su proximidad, lo que pudiera indicar que no tienen una relación directa o conexión entre sí.

9.11.4. Representación de los datos analíticos de zug con respecto a la línea meteórica mundial (LMM)

Por medio del presente análisis se pretende determinar de forma muy general el origen y la naturaleza de las aguas subterráneas en la región de Zug, si bien se carece de datos isotópicos de la lluvia en la zona necesarios para definir la línea meteórica local (LML). La estación de seguimiento de la Agencia Internacional de Energía Atómica (AIEA) más cercana es la de Islas Canarias, que se localiza a más de 600 km de distancia; de ahí la necesidad de recoger muestras de agua de esta área para conocer *a priori* su composición isotópica y que ello sirva para sentar las bases de futuras investigaciones.

El estudio de la composición isotópica de ^{18}O y ^2H en las aguas naturales es una parte imprescindible de la caracterización de los acuíferos, aportando una información nueva y complementaria a la obtenida a través del estudio físico-químico de las mismas (D'Alessandro *et al.*, 2004; Paternoster *et al.*, 2008). En este trabajo, todos los resultados de la composición isotópica del agua subterránea ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$) han sido expresados en ‰ respecto al estándar internacional V-SMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*).

Los valores de las relaciones entre los isótopos estables de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) e hidrógeno ($\delta^2\text{H}$) de la molécula de agua son utilizados como trazadores del origen de las aguas subterráneas, dado que esas concentraciones se conservan una vez que el agua ha entrado en el acuífero; es decir, que el valor de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ no se altera en la infiltración ni en la circulación subterránea por el medio poroso del acuífero si el grado de mezcla con aguas de infiltración a otras altitudes no es excesivo (Custodio, 1978, 1986). No obstante, existen diferentes procesos que pueden modificar los valores isotópicos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en las aguas; en nuestro caso el proceso que altera esta composición es el de la evaporación a la que se encuentra sometida el agua, debido especialmente a las altas temperaturas.

A falta de la LML, los valores correspondientes al contenido isotópico de las muestras se ubican por debajo de la LMM, lo que invita a pensar que estas aguas han estado sometidas a procesos de evaporación.

Los valores isotópicos registrados en la principal captación de agua potable de Zug sugieren que el agua de este pozo no ha estado sometida a un largo proceso de evaporación si la comparamos con el contenido isotópico del agua que proviene de las captaciones alojadas en la *sabkha*. La explicación podría estar en que la principal captación de agua subterránea de Zug se encuentra sobre una matriz granítica muy fracturada, lo que provoca que toda el agua que llega durante las lluvias se infiltra con mayor rapidez sin exponerse a largos procesos de evaporación, mientras que el agua de las captaciones que se encuentran ubicadas en la *sabkha* está expuesta de forma prolongada a largos procesos de evaporación, facilitando así el fraccionamiento isotópico.

Como se puede observar en la Figura 98, la captación que está localizada en la *sabkha* presenta altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en comparación con las diferentes áreas del norte de África, lo cual tiene su explicación en los prolongados procesos de evaporación a los que se encuentra sometida el agua al llegar a la zona de *sabkha*. Mientras que la captación de agua potable presenta concentraciones muy bajas tanto en $\delta^{18}\text{O}$ como $\delta^2\text{H}$ en comparación con las restantes zonas de África del norte. Estos tiene su explicación en el largo trayecto que recorren las nubes desde las áreas su formación hasta la zona de Zug donde se transforman en lluvias, este argumento lo corrobora la imagen de satélite (EUMETSAT) perteneciente a la Agencia Estatal de Meteorología AEMET (Fig.97), y en la cual se puede observar que las aguas que caen en la región de Zug provienen de la región del Golfo de Guinea, donde se forman estas nubes, y después de recorrer grandes distancias primero en dirección NE, y posteriormente al chocar con los vientos alisios, estas nubes cambian de dirección hacia el oeste llegando a precipitarse sobre la región de Zug.

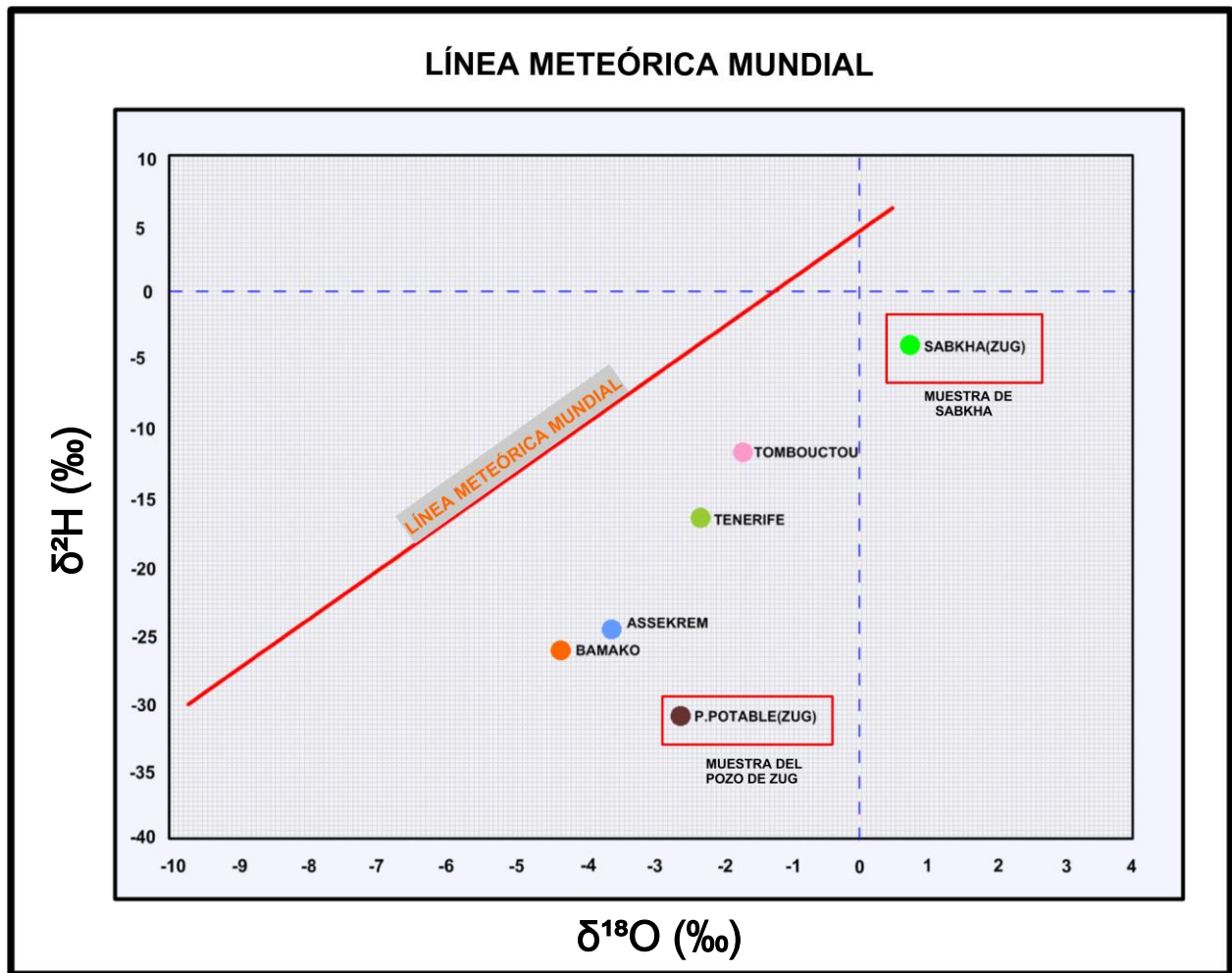


Figura 98. Diagrama binario de la relación $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ (‰) en las captaciones de Zug dentro de las aguas subterráneas analizadas.

Capítulo 10

MODELO CONCEPTUAL DEL FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO EN EL ENTORNO DE ZUG

Un modelo hidrogeológico conceptual es una simplificación esquemática de la naturaleza del área que se pretende estudiar mediante el cual se intenta representar las condiciones hidrogeológicas existentes en la región del modo más cercano a la realidad. El modelo hidrogeológico conceptual de la región de Zug se ha elaborado a partir de la información geológica, hidrogeológica y geofísica obtenida en este trabajo.

La región de Zug se caracteriza por el amplio predominio de rocas ígneas de edad arcaica, así como por la presencia de depósitos cuaternarios. Las rocas ígneas características de la región son esencialmente granitos y gabros (Fig. 99); estos últimos se encuentran formando el gran dique de Zug. Todos los afloramientos de estos materiales presentan un elevado grado de fracturación en superficie.

Los depósitos de edad cuaternaria obedecen a diversas causas: unos están compuestos por material que proviene de la acción del viento; otros, como las *sabkhas*, se han ido formando como resultado de los procesos de evaporación a los que están sometidas las aguas que se acumulan en las zonas bajas; finalmente, los canchales y acumulaciones de derrubios en general que se forman en la zona de cambio de pendiente del dique hacia la llanura están compuestos por material derivado de los procesos de meteorización predominantemente mecánica- a la que están sometidas las rocas de la zona.

En la zona de estudio, gran parte de las captaciones de agua subterránea están localizadas en *sabkhas*; de ahí la importancia que reviste su estudio para profundizar sobre el funcionamiento hidrogeológico del sistema. Las *sabkhas* no solo cumplen el papel de recibir el acúmulo de sedimentos arrastrados durante los distintos episodios de lluvias, sino que también actúan presumiblemente como zonas de recarga de los acuíferos.

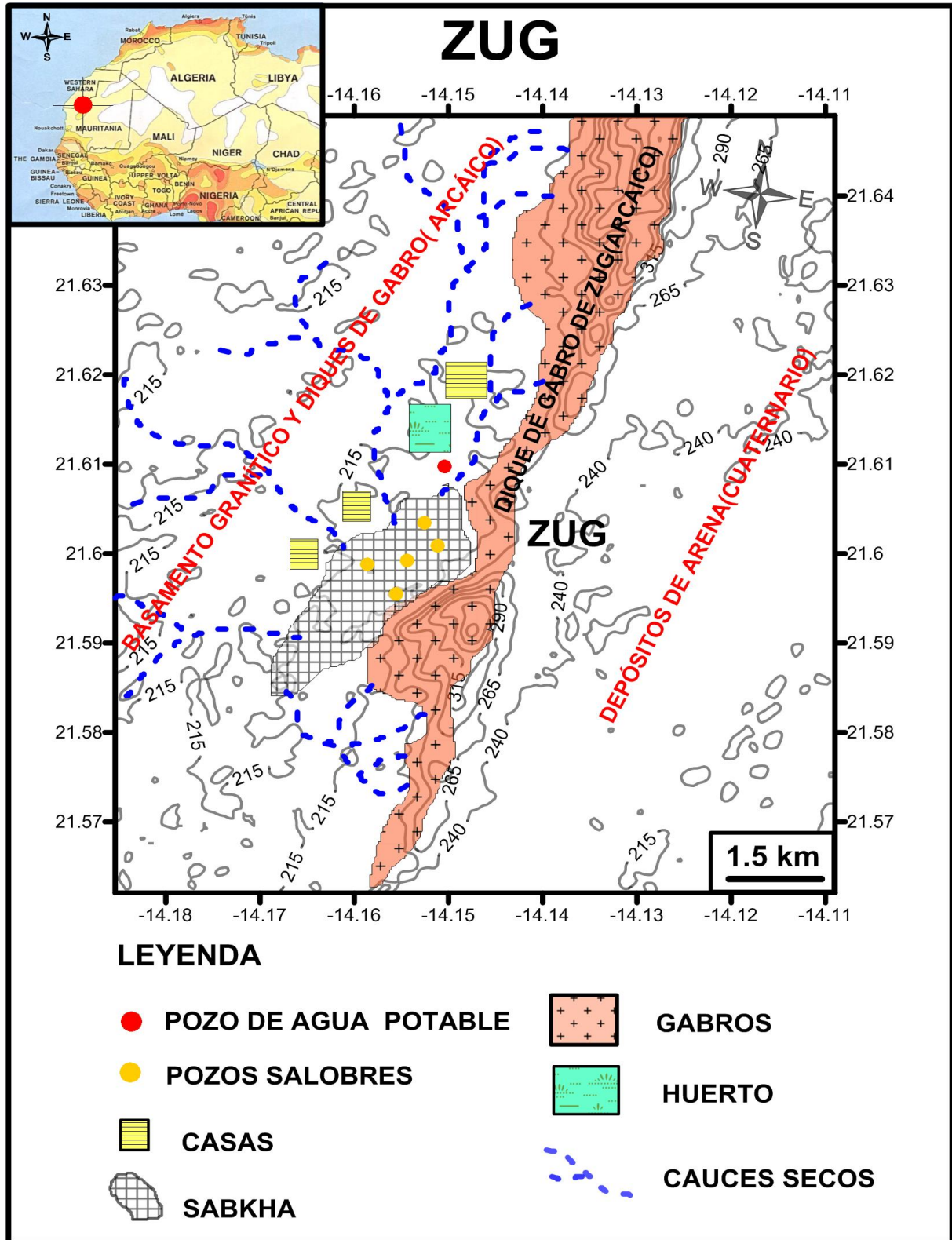


Figura 99. Mapa geológico esquemático del área de estudio superpuesto sobre el modelo digital de elevación.

A continuación analizaremos las características de los diferentes elementos que intervienen en el funcionamiento hidrogeológico de la región, conforme al modelo conceptual establecido; estos elementos son los abanicos aluviales, los mantos de arena, los campos de fracturas y los depósitos de *sabkhas*.

10.1. ABANICOS ALUVIALES

Estas estructuras, que fueron definidas en el apartado 5.5.3, se encuentran ampliamente presentes en la región y tienen un gran desarrollo en la parte oeste del dique de Zug, especialmente en la zona de cambio de pendiente. Su formación se debe a la acumulación de material que proviene de la meteorización a la que se encuentran sometidas las rocas vertiente arriba. En el caso de las partículas más finas resultantes de este proceso, son transportados por el viento, mientras que los fragmentos de rocas más gruesos son arrastrados por las aguas durante los periodos de lluvia, o simplemente caen por gravedad y la acción de los agentes eólicos. Todos estos materiales se caracterizan por su poca cementación y la escasa uniformidad granulométrica de los sedimentos acumulados.

La conjugación de los factores anteriores hace que estos depósitos tengan una permeabilidad sensiblemente superior a la de los materiales cristalinos y que constituyan una zona de acumulación de aguas subterráneas, lo cual viene respaldado por el gran desarrollo de acacias en esta áreas ejemplo de ello lo constituye la región de Eij, como hemos podido observar durante la campaña de campo llevada a cabo en 2011. (Fig. 100).



Figura 100. Abanicos aluviales con un amplio desarrollo de Acacias en la región de Eij.

Los materiales resultantes de la meteorización se acumulan en las zonas bajas o áreas de cambio de pendiente, la cual a su vez coincide con las zonas donde hay grandes campos de fracturas, dando lugar a la formación de abanicos aluviales (Fig. 100). Durante los periodos de lluvia gran parte de la escorrentía superficial que parte de las zonas elevadas, queda retenida en estas estructuras. La relativa permeabilidad de los materiales que componen estos derrubios permite que el agua retenida de la escorrentía percole a través de los mismos y pase a rellenar las fracturas que yacen por debajo de estos sedimentos. Esto explica el gran desarrollo que muestran algunas plantas típicas de estas regiones, como son las acacias.

10.2. MANTOS DE ARENA

En la región de Zug los mantos de arena se encuentran ampliamente presentes, y de forma especial en las zonas topográficamente más deprimidas, generalmente en los cauces secos de los ríos, donde eventualmente se llegan a superponer unos sobre otros (Fig. 101).

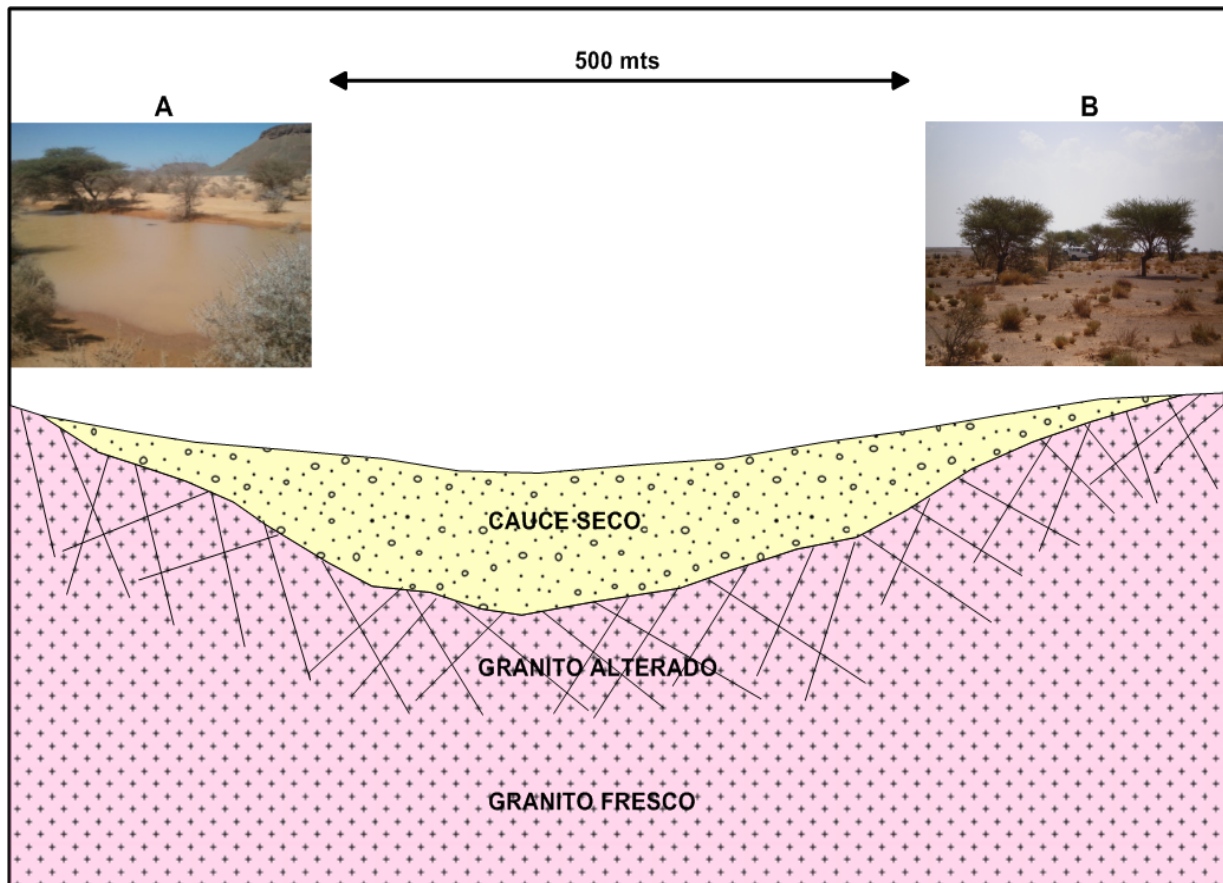


Figura 101. Representación esquemática de un cauce seco en el área de Zug. **A:** Cauce con acumulación de agua después de las lluvias. **B:** Cauces en periodo de sequía, con presencia de acacias.

El origen y existencia de estas estructuras, como se explicó en el apartado 5.4.2, se debe a la acumulación de arena derivada de los diferentes procesos de meteorización a la que se encuentran sometidas las rocas en el área. Posteriormente, como consecuencia de la acción eólica, la arena es transportada y depositada en lugares deprimidos, como los cauces, o simplemente en espacios determinados del área de interdunas, originando así pequeños mantos que se superponen entre sí sobre un substrato de rocas graníticas con alto grado de fracturación.

Desde el punto de vista de funcionamiento hidrogeológico, estas estructuras dan lugar a que durante los aguaceros gran parte de la escorrentía superficial quede retenida por estos pequeños mantos de arena, produciendo encharcamientos con frecuencia y, consiguientemente, favoreciendo que parte de estas aguas se infiltren por medio de las fracturas subyacentes. En la mayoría de los casos, los ríos en el desierto son influentes (perdedores de agua hacia el subsuelo), generándose un efecto “ducha” (infiltración localizada linealmente bajo los cauces fluviales).

Una vez terminados los episodios de lluvias se forman pequeñas cubiertas de vegetación de carácter temporal en los cauces, que subsisten debido a la existencia del agua retenida en los poros de las arenas. Sin embargo existe un cierto desarrollo de acacias en los cauces, lo que se explica más bien por la presencia de agua retenida en las redes de fracturas que yacen bajo los pequeños mantos de arena.

10.3. *SABKHAS* Y CAMPOS DE FRACTURAS

El origen de las *sabkhas*, como se describió en el apartado 5.5.1, está estrechamente ligado a las depresiones existentes en la región y hacia las cuales tributan los ríos durante las épocas de lluvia. En la Figura 102 se puede observar la existencia de cinco “capas” o niveles superpuestos, con notables diferencias de carácter litológico/geológico entre los materiales constituyentes de las capas inferiores y los de las superiores.

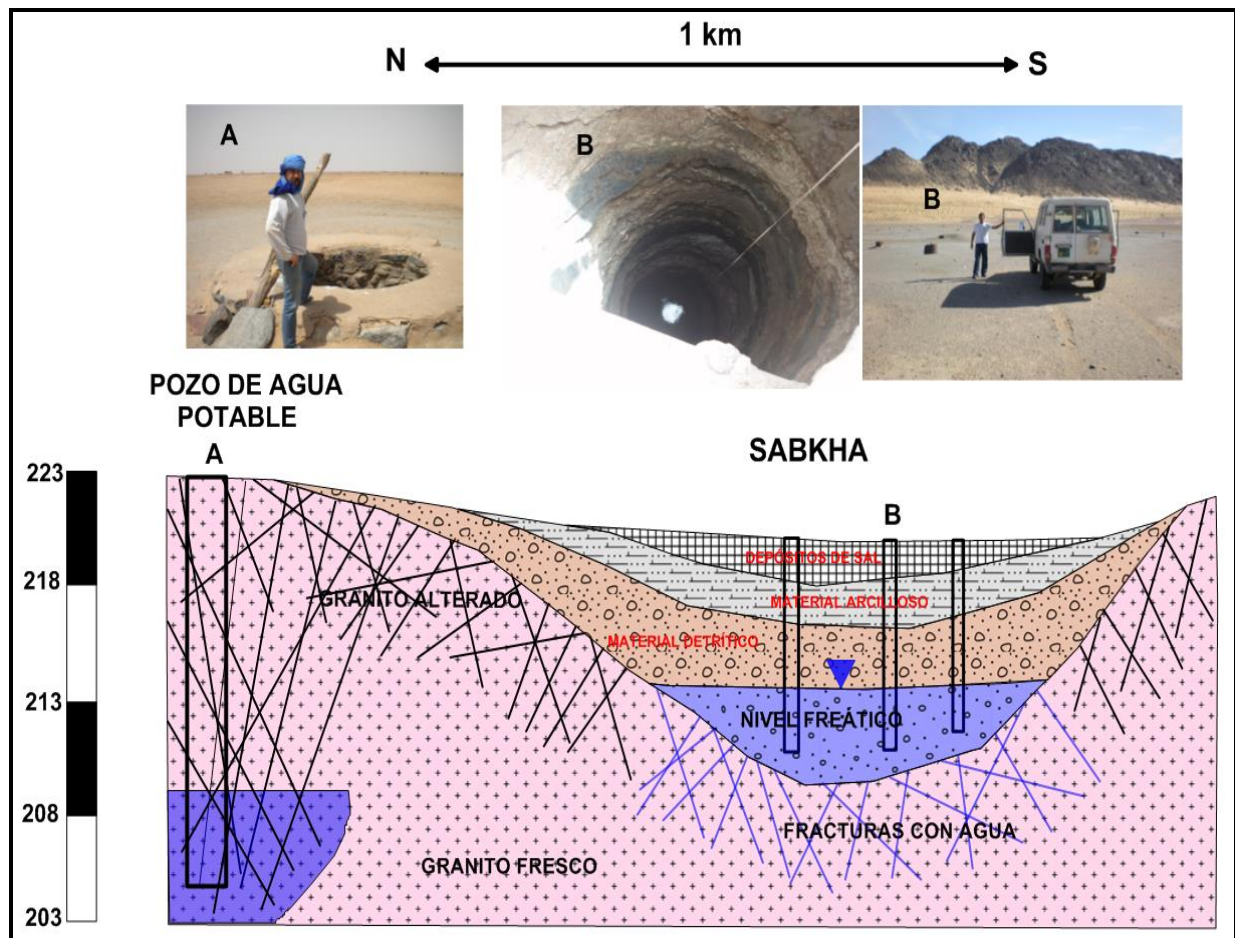


Figura 102. Corte geológico esquemático de la región de Zug donde están emplazadas las principales obras de captación. **A:** Principal pozo de agua potable de la región. **B:** Aspecto interior de una captación localizada en una sabkha, donde se puede observar los diferentes niveles sedimentarios.

El primer tramo está constituido por el granito inalterado. El segundo “nivel” corresponde a los granitos fracturados y/o meteorizados; la alteración respecto a las condiciones iniciales se debe principalmente a los distintos esfuerzos tectónicos a los que han estado sometidas estas rocas durante épocas precedentes. El tercer tramo está formado por una mezcla de fragmentos de granito alterado y arena. Los fragmentos son el producto de los procesos de meteorización, química y térmica, que se debe a que durante las noches la temperatura ambiente puede descender hasta 0°C o menos, propiciando así un aumento en la humedad relativa. Esta humedad es retenida durante un cierto tiempo en los poros de las rocas, lapso en el que ocurren algunas reacciones químicas; estas pueden durar muy pocas horas, dado que por el día las temperaturas vuelen a ascender hasta llegar

a superar los 45°C, provocando de esta manera la evaporación casi total del agua retenida. La combinación y repetición de estos fenómenos es la causa principal que da lugar a la fragmentación del granito. Las arenas que aquí se encuentran como matriz son también producto de la meteorización, que posteriormente son transportadas por los vientos y trasladados a grandes distancias.

Si el terreno dispone de estos tres tramos, cuando se producen los episodios lluviosos parte del agua se infiltra en las grietas y fracturas de las rocas graníticas, y otra parte pasa a generar la escorrentía superficial, favorecida por la inexistencia de vegetación. Durante este proceso el agua hace un lavado de la superficie, arrastrando consigo todos los materiales que pueden quedar en suspensión, hasta las zonas de depresión. Una vez en la *sabkha*, los sedimentos son arrastrados de forma caótica durante las avenidas, lo cual da lugar a un régimen turbulento que provoca una mezcla entre los distintos materiales y partículas durante estos episodios de lluvia.

Después de terminadas las lluvias y calmadas las turbulencias dentro de la depresión, ocurre un proceso de diferenciación paulatina de los depósitos. Los primeros sedimentos que se acumularán en el fondo de la *sabkha* son los fragmentos de granito alterado, producto de su elevado peso en comparación con los demás fragmentos o partículas. Estos materiales, al depositarse, dejan un espacio irregular entre sí, debido a sus variadas formas geométricas, que son rellenados por granos de arena y otros materiales más ligeros. Los espacios restantes son ocupados por agua, dando lugar así a una “capa” con elevada porosidad y muy buena permeabilidad, lo cual facilita el almacenamiento intersticial del agua.

Después empiezan a depositarse otros materiales más ligeros, que durante el régimen de turbulencia permanecían en suspensión, formando de esa manera un depósito arcilloso que, a pesar de su elevada porosidad, tiene muy baja permeabilidad, lo que favorece la formación de un estrato que actúa como sello.

Posteriormente se forman los depósitos de sal, como consecuencia de los procesos de evaporación que ocurren dentro de la depresión. Finalmente a este conjunto normalmente se le superponen arenas transportadas por las tormentas. Es importante resaltar que este proceso de diferenciación de sedimentos ocurre durante un largo periodo de tiempo, a diferencia de los fugaces periodos de lluvia que suceden por estas zonas, repitiéndose de forma sucesiva con cada aguacero, como se puede observar en la Figura 102 (B).

La conjugación de los diferentes elementos expuestos proporciona una idea general sobre el modelo de funcionamiento hidrogeológico en el área de estudio, como se esquematiza en la Figura 103. Este modelo se basa en las interpretaciones efectuadas a partir del estudio geológico, geofísico e hidrogeológico realizado en el área durante el presente trabajo.

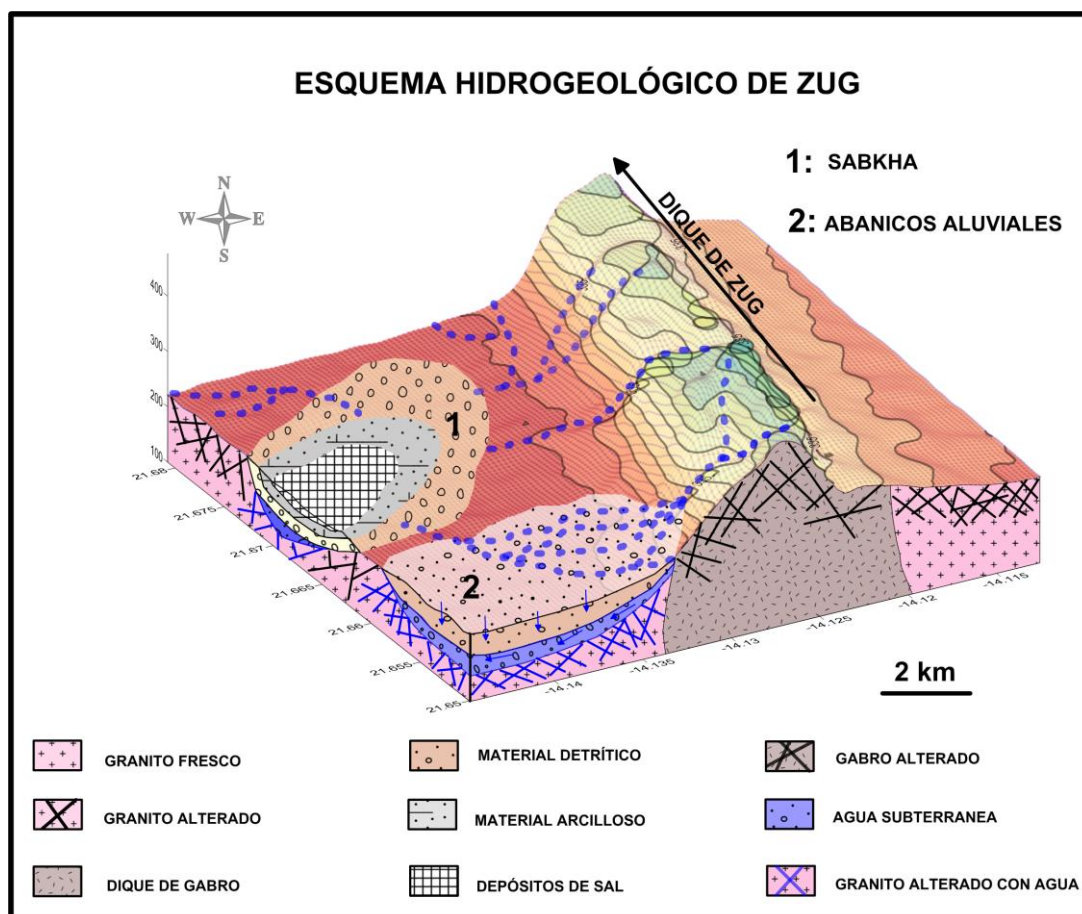


Figura 103. Modelo conceptual de flujo hidrogeológico en la región de Zug (Elaboración propia).

Este modelo conceptual de comportamiento hidrogeológico debe ser contrastado y verificado en posteriores investigaciones cuando las condiciones políticas permitan una necesaria estabilidad para realizar sondeos y piezómetros de investigación. Queda pendiente el demostrar que las *sabkhas* funcionan realmente como zonas de recarga efectiva de los acuíferos.

CONCLUSIONES

Teniendo en cuenta los objetivos planteados y todos los aspectos discutidos con anterioridad, a continuación se enumeran las conclusiones generales a las que se ha llegado durante la realización de esta Tesis:

- La zona de estudio, perteneciente a la provincia suroccidental de la Dorsal de Tiris, está constituida estratigráficamente por el Grupo Tasiast-Tijirit, de edad Arcaico. Se trata de rocas básicamente representadas por granitoides, gneises y anfibolitas, todas ellas ampliamente fracturadas que están atravesadas por diques de gabro.
- Desde un punto de vista sedimentario, el área de estudio corresponde a un ambiente de tipo desértico, con grandes extensiones surcadas por campos de dunas, zonas interdunares, mantos de arena y superficies de tipo *rag*. Asociados a este ambiente se desarrollan abanicos aluviales, sistemas fluviales de régimen efímero y *sabkhas*, así como estructuras morfológicas constituidas básicamente por montes-isla.
- El análisis geoquímico de roca total se ha realizado mediante relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, tierras raras, diagramas de tipo TAS y QAPF, y Composición Mineral Normativa, en función del origen de las rocas muestreadas. Estos análisis han permitido conocer la petrogénesis, composición mineral porcentual, clasificación según origen y riqueza en álcalis, e historia general de la roca ígnea.
- Desde un punto de vista geoquímico, parte de las rocas analizadas son similares a las de la suite Ndaoûas del Tasiast-Tijirit de Key *et al.* (2008) con una edad modelo (T_{DM}) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 3,079 Ga. Además, estos granitoides fueron datados con una edad de 2,9 Ga mediante análisis en circones, por lo que puede decirse que su origen corresponde a una corteza continental antigua.
- Los análisis de Pb han arrojado que los resultados radiogénicos de la muestra 2 son coherentes con el origen metagrauvaca a partir de la corteza continental superior, que está notablemente enriquecida en U y Th. Por otro lado, las muestras 3 y 4 presentan

relaciones isotópicas muy bajas, propias de rocas de la corteza continental inferior y son comparables a rocas granulíticas antiguas.

- Los bajos valores de resistividad eléctrica obtenidos a partir de la prospección geofísica realizada guardan una estrecha relación con dos factores: 1) la probable presencia de agua salobre a escasa profundidad, alojada en los depósitos superficiales y/o en los materiales resultantes de la meteorización, por infiltración tras los episodios de lluvia y su posterior concentración en sales por lavado y evaporación; 2) la fracturación de las rocas del substrato, intensa en algunos sectores, que permite el flujo y la acumulación de agua en profundidad, a favor de los planos de falla.
- Las muestras de agua subterránea analizadas presentan elevados valores de conductividad eléctrica y de sólidos disueltos, propiciados por las altas concentraciones de sales derivadas de los procesos de lavado de los suelos durante los episodios de lluvia. Estas aguas se concentran preferentemente en las *sabkhas*, debido a que estas constituyen los puntos de acumulación superficial, y donde el agua está sometida a prolongados procesos de evaporación.
- La presencia de nitratos en las aguas de la región se debe fundamentalmente a la utilización de abonos orgánicos en los huertos y a la existencia de abrevaderos próximos a las captaciones. La tercera parte de las muestras de agua analizadas superan los límites de calidad para el agua de consumo establecidos por organismos internacionales.
- El reconocimiento hidrogeológico del territorio estudiado revela el predominio de dos tipos de materiales propicios para el almacenamiento y la circulación del agua subterránea: las rocas cristalinas (*hard rocks*) que presentan un alto grado de fracturación y/o meteorización, y los depósitos detríticos asociados a la dinámica fluvial o de abanicos aluviales, o bien a la actividad eólica. De todos ellos, las estructuras más favorables para la acumulación de agua durante los episodios de lluvia son las *sabkhas*, las áreas

intensamente fracturadas y los depósitos de arena localizados en las zonas de cambio de pendiente topográfica.

- Las escasas precipitaciones registradas en la región -unos 60 mm/año en valor medio-, la alta evapotranspiración y la muy baja permeabilidad de los materiales (salvo en los abanicos aluviales) determinan una recarga ínfima o inexistente en la mayor parte de los años, lo que confirma que los recursos hídricos subterráneos de la región no garantizan la satisfacción de las necesidades de agua de posibles asentamientos o concentraciones importantes de población, ni en términos de cantidad ni de calidad bajo los requerimientos de los estándares internacionales. Sin embargo, sí parece que de forma puntual podrían paliar las necesidades de abastecimiento de agua para la población nómada y sus rebaños.
- La infiltración del agua procedente de los procesos de escorrentía superficial en las áreas formadas por materiales sedimentarios de naturaleza detrítica probablemente constituye la forma más eficiente de recarga en la región.
- Se recomienda la realización de sondeos de investigación y piezómetros, y la medición de los niveles de agua en los mismos, al igual que la instalación de pluviómetros. De esta forma se podrá acceder a un conocimiento más preciso de los parámetros hidrogeológicos que permitan cuantificar la recarga eficaz de las formaciones acuíferas, con objeto de evaluar con mayor precisión las reservas y recursos hídricos subterráneos disponibles.

BIBLIOGRAFÍA

- ABOUCHAMI, W., BOHER, M., MICHARD, A. Y ALBARÉDE, F. (1990). A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research*, 95: 17605–17629.
- ALÍA, M. (1945). *Características morfológicas y geológicas de la zona septentrional del Sahara español*. Trabajos del Instituto de Ciencias, Madrid.
- ALÍA, M. (1952). *Bosquejo geológico del Sahara español: Mapa*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.
- ARACIL, E. (2001). *Caracterización de la cuña de intrusión marina mediante tomografía eléctrica*. Un ejemplo en la playa de El Gorguel (Murcia). *VII Simposio de Hidrogeología*. Tomo XXIV: 671-678. Sevilla.
- ARCHIE, G.E. (1942). *The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining some reservoir characteristics*. Trans. AIMME, 146: 54-62.
- ASTIER, J.L. (1982). *Geofísica Aplicada a la Hidrogeología*. Ed. Paraninfo. Madrid, España.
- AUVRAY, B., PEUCAT, J.J., POTREL, A., BURG, J.P., DARS, R. Y LO, K. (1992). *Données géochronologiques nouvelles sur l'Archéen de l'Amsaga (dorsale Reguibat, Mauritanie)*. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, 315: 63–70.
- AZZOUNI-SEKKAL, A., LIÉGEOIS, J.P., BECHIRI-BENMERZOU, F., BELAIDI ZINET, S. Y BONIN, B. (2003). The “Taourirt” magmatic province, a marker of the very end of the Pan-African orogeny in the Tuareg Shield: review of the available data and Sr–Nd isotope evidence. *Journal of African Earth Sciences*, 37: 331–350.
- BARKER, R. (2004) The first use of geophysics in borehole siting in hardrock areas of Africa. En MATHER, J.D. (Ed.) *200 Years of British Hydrogeology*. Geological Society, London, Special Publications, 225, 263-269.
- BARKER, R.D. (1996). *The application of electrical tomography in groundwater contamination studies*. 58th EAGE Conference. Extended Abstracts, 82 p.
- BARRÉRE, J. (1967). Le groupe Précambrien entre Atar et Akjoujt (Amsaga). Etude du métamorphisme profond et de ses relations avec la migmatisations. *Mémoires de Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 42 p.

- BERTONE, F, P. RENARD, J. KERROU, P. MOIX AND P. PERROCHET. (2007). An assessment of the groundwater resources in the western margin of the Taoudenni basin, Mauritania, in Chery, L. and de Marsily, G. Aquifer systems management. Darcy's legacy in a world of impending water shortage. IAH Selected papers on Hydrogeology. Vol. 10.
- BERTRAND, J.M. Y CABY, R. (1978). Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: A new interpretation of the Hoggar Shield (Algerian Sahara). *Geologische Rundschau*, 67: 357–388.
- BESSOLES, B. (1977). Géologie de l'Afrique. Le craton Ouest Africain. *Mémoires du BRGM*, 88.
- BLANCHOT, A. (1953). *Le Précambrien de Mauritanie occidentale (esquisse géologique)*. Dakar, 17. 310 pp.
- BLANCHOT, A. Y CHOUBERT, G. (1951). Comparaison entre le Précambrien Marocain et le Précambrien de Mauritanie occidentale. *Comptes Rendus Soc. Géol. Fr.*, 3: 46-48.
- BOGOMOLOV, G.V. (1966). *Hydrogéologie et notions de Géologie d'ingénieur*. Ed. De la Paix. Cap IV: 67-86. Moscú.
- BONNICI, J.P. Y GIRAUDON, R. (1963). Le groupe du Tasiast, nouvelle unité lithostratigraphique du socle antécambrien de la Mauritanie occidentale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5: 1118–1123.
- BRONNER, G. (1992). *Structure et evolution d'un craton archéen. La dorsale Réguibat occidentale (Mauritanie). Tectonique et métallogénie des quartzites ferrugineux*. Document du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 201.
- BROOKFIELD, M.E. Y SILVESTRE, S. (2010). Eolian systems. En: DALRYMPLE, R. Y JAMES, N.P. (Eds.) *Facies Models. Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, St Johns.
- BROOKFIELD, M.E. (1992). Eolian systems. In: *Facies Models: Response to Sea Level Change* (Walker, R.G. Y James, N.P., Eds.). Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland; 143–156.
- BROUSTE, L., MARLIN, C. Y DEVER, L. (1997). Geochemistry and residence time estimation of groundwater from the upper aquifer of the Chihuahua desert (Comarca Lagunera, Northern Mexico). *Journal of Applied Geochemistry*, 12: 775–786.

- BUFFIÉRE, J.M. (1966). Sur l'ensemble précambrien Yetti-Eglab et sur sa couverture infra-tillitique en territoire algérien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 26: 1513–1516.
- BUFFIÉRE, J.M.; FAHY, J.C. Y PETEY, J. (1965). *Etude géologique de la partie orientale de la dorsale Réguibat. Région des Eglab et secteur nord du Yetti*. Rapport inédit, SERMI, Paris, ALG 63–09.
- CABY, R., ANDREOPOULOS-RENAUD, U. Y PIN, C. (1989). Late Proterozoic arc-continent and continent-continent collision in the pan-African Trans-Saharan belt of Mali. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26: 1136–1146.
- CAIN, S.A. Y MOUNTNEY, N.P. (2009). Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system; the Permian Organ Rock Formation, south-east Utah, USA. *Sedimentology*. 56: 1774-1800.
- CARD, K.D. Y CIESIELSKI, A. (1986). DNAG 1 Subdivisions of the Superior province of the Canadian Shield. *Geosciences Canada*, 13: 5–13.
- CHARDON, D. (1997). *Les déformations continentales Archéennes. Exemples naturels et modélisation thermomécanique*. Mémoires de Géosciences, Rennes, 76.
- CHEBOTAREV, I.I. (1955). *Applied Chemical Hydrogeology*. Prentice Hall, 368 pp.
- CHERNYSHEV, I.V., CHUGAEV, A.V. AND SHATAGIN, K.N. (2007). High-precision Pb isotope analysis by multicollector-ICP-mass-spectrometry using 205TI/203TI normalization: optimization and calibration of the method for the studies of Pb isotope variations. *Geochemistry International* 45, 1065-1076.
- CHOUBERT, G. Y FAURE-MURET, A. (1983). Anti-Atlas. En: *Afrique de l'Ouest; Introduction Géologique et Termes Stratigraphiques. Lexique Stratigraphique International* (J. Fabre, Ed.). Numéro Spécial, 1: 80–95.
- CHUDEAU, R. (1911). *Note sur la géologie de la Mauritanie*. Bull. Soc. Géol. France.
- CHUVIECO, E. (1996). *Fundamentos de Teledetección Espacial*. 3ª Edición revisada. Rialp, Madrid, 568 pp.
- CHUVIECO, E. Y HUETE, A. (2010). *Fundamentals of Satellite Remote Sensing*. CRC Press, Boca Raton (USA).

- CLARK, I. Y FRITZ, P. (1997). *Environmental isotopes in hydrogeology*. Lewis Publishers. Boca Raton, USA. 328 pp.
- CODUTO, D.P. (1999). *Geotechnical engineering: Principles and practice*, Prentice-Hall, Upper Saddle River, N.J.
- COOK, P. Y HERCZEG, W. (2001). *Environmental tracers in subsurface hydrology*. Kluwer Academic Publishers, Boston. 529 pp.
- COX, A. Y HART, R.B. (1986). *Plate Tectonics, How it works*. Blackwell. 392 pp.
- CRAIG, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science, New Series*, 133 (3465): 1702-1703.
- CUSTODIO, E. Y LLAMAS, M.R. (1983). *Hidrología Subterránea*. 2ª Edición corregida. Tomo I. Ed. Omega, S.A. Barcelona.
- DAHLIN, T. Y ZHOU, B. (2004). A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospect*, 52: 379-398.
- DAVEAU, S. (1984). Descriptions du relief désertique du Sahara Occidental au début du XVI siècle. En: *Homenagem a Orlando Ribeiro*, vol. 1. Centro de Estudos Geográficos, Lisboa.
- DAVIS, D.W., AMELIN, Y., NOWELL, G.M. Y PARRISH, R.R. (2005). Isotopes in zircon from the western Superior province, Canada: Implications for Archean crustal development and evolution of the depleted mantle reservoir. *Precambrian Research*, 140: 132–156.
- D'ALMONTE, E. (1914). *Ensayo de una breve descripción del Sahara español*. Bol. Soc. Geogr. Madrid.
- DILLON, W.P. Y SOUGY, J. (1974). *Geology of West Africa and Cape Verde Islands*. En: Nairn, A.E.M. Y Stehl, F.G. (Eds.) *The ocean basins and margins*. Vol. 2: 315-390. The North Atlantic, Plenum, London.
- D'LEMONS, R.S., INGLIS, J.D. Y SAMSON, S.D. (2006). A newly discovered orogenic event in Morocco: Neoproterozoic ages for supposed Eburnean basement of the Bou Azzer inlier, Anti-Atlas Mountains. *Precambrian Research*, 147: 65–78.
- DOMENICO, P.A. (1972). *Concepts and Models in Groundwater Hydrology*. McGraw-Hill, New York, USA.

- DORAN, P.T., WHARTON, R.A. Jr. Y LYONS, W.B. (2004). Paleolimnology of the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Journal of Paleolimnology*, 10: 85–114.
- EDMUNDS, W.M. Y GAYE, C. B. (1997). Naturally High Nitrate Concentrations in Groundwaters from the Sahel. J. *Environ. Qual.*, vol. 26: 1231-1239, Septiembre-Octubre.
- EDMUNDS, W.M. Y WRIGHT, E.P. (1979). Groundwater recharge and paleoclimate in the Sirte and Kufra basins, Libya. J. *Hodrol.* nº 40: 215-241.
- FETTER, C.W. (1996). *Applied hydrogeology*. Prentice-Hall, 3rd ed.
- FONT i SAGUÉ, N. (1909). La formación geológica de Río de Oro (Sáhara español). Primer Congreso de Naturalistas Españoles. 7-10 de octubre Zaragoza. *Actas y Memorias del Primer Congreso de Naturalistas Españoles*: 341-348.
- FONT i SAGUÉ, N. (1911). Les formations géologiques du Río de Oro. *Bulletin de la Société Géologique de France*, XI, 4^o série. Paris, 1911, pp. 212-217.
- FREEZE, R.A. Y CHERRY, J.A. (1979). *Groundwater*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, NJ.
- FRIEDEL, M.J. (2008). Hydrologic model calibration strategy for the Islamic Republic of Mauritania, Africa, USGS Open File Report, 2008-1173, 13 p.
- FURON, R. (1958). *Le Sahara. Géologie, ressources minérales, mise en valeur*. Payot, Paris.
- HAMMOND, A. Y MATHEWS, E. (1999). *Critical consumption trends and implications. Degrading Earth's ecosystems*. World Resource Institute, Washington, 72 pp.
- HEATON, T.H.E., TALMA, A.S. Y VOGEL, J.C. (1983). Origin and history of nitrate in confined groundwater in the western Kalahary. *J. Hydrology*, 67: 249-259.
- GASSE, F. (1980). Late Quaternary changes in lake-levels and diatom assemblages on the Southeastern margin of the Sahara. *Paleoecology of Africa* 12: 333-350.
- GAT, J.R. (1980). *The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation*. En: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry* (P. Fritz Y J. Ch. Fontes, Eds.). Vol. 1: 22-48. Elsevier, Amsterdam.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. Y HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1942). *El Sahara Español: expedición científica de 1941*. Universidad de Madrid, Servicio de Publicaciones, Madrid.

- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1943). *Rasgos fisiográficos y geológicos de las tierras africanas de influencia española*. Madrid.
- HERRANZ, M. Y CLERIGUÉ, N. (2003). Intoxicación en niños. Metahemoglobinemia. *Anales del Sistema Sanitario de Navarra*, 26: 209-223.
- JACQUET, F. (1936). *Le flanc meridional du sinclinal de Tindouf dans les confins de la Mauritanie Septentrionale. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, t. 203: 339-361.
- KAHOU, M., DRARENI, A., FABRE, J., PEUCAT, J.J. Y KADDOUR, M. (1996). Age Eburnéen du complexe annulaire du Djébel Drissa (Est de la Dorsale Réguibat, Algérie). En: Bitam, L. Y Fabre, J. (Eds.) *Géodynamique du craton ouest africain central et oriental: héritage et évolution post-panafricains. Mémoires du Service Géologique de l'Algérie*, 8: 15-22.
- KEHEW, A.E. (2001). *Applied Chemical Hydrogeology*. Prentice Hall.
- KEY, R.M., LOUGHLIN, S.C., HORSTWOOD, M.S.A., GILLESPIE, M., PITFIELD, P.E.J., HENNEY, P.J., CROWLEY, Q.G. Y DEL RIO, M. (2008). *Two Mesoarchaeon terranes in the Reguibat shield of NW Mauritania*. En: Ennih, N. Y Liégeois, J.P. (Eds.). *Boundaries of the West African Craton*. Special Publication of the Geological Society, London, 297: 33-52.
- KEY, R.M. Y LOUGHLIN, S.C. (2003). *1:200 000 geological map of the Ahmeyim Sheet (2014)*. Government of Mauritania, Nouakchott.
- KEY, R. M., LOUGHLIN, S.C. Y WATERS, C. N. (2003). *1:200 000 geological map of the Atar Sheet (2013)*. Government of Mauritania, Nouakchott.
- KOCUREK, G.A. (1996). *Desert aeolian systems*. En: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Science, Oxford: 125-153.
- KOCUREK, G. Y NIELSON, J. (1986). Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology*, 33: 795-816.
- KOUAMELAN, A.N., DELOR, C. Y PEUCAT, J.J. (1997). Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise-West African Craton). *Precambrian Research*, 86: 177-199.

- LAMEYRE, J. Y LASSERRE, M. (1967). Etude géochronologique des syénites alcalines et népheliniques du massif annulaire de Hassi-El-Fogra, Mauritanie du Nord. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 265: 733–736.
- LANGFORD, R.P. (1989). Fluvial-aeolian interactions, Part I. Modern systems. *Sedimentology*, 36: 1023-1035.
- LASSERRE, M., LAMEYRE, J. Y BUFFIÈRE, J.M. (1970). Données géochronologiques sur l'axe précambrien Yetti-Eglab en Algérie et en Mauritanie du Nord. *Bulletin du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, IV: 5–13.
- LEFORT, J.P., AIFA, T. Y BOURROUILH, R. (2004). Evidences paléomagnétiques et paléontologiques en faveur d'une position antipodale du craton ouest africain et de la Chine du nord dans le super-continent Rodinia: conséquences paléogéographiques. *Comptes Rendus Géoscience*, 336: 159–16.
- LE MAITRE, R.W. (2002). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms. Recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks, 2nd edition*. Cambridge University Press, 236 p.
- LENZ, O. (1882). *Geologische Karte West-Afrika*. Petersmanns, Mittheilungen, XXVIII, 2.
- LOKE, M.H. (2004). *Tutorial 2D and 3D electrical imaging surveys*. Geotomo Software, 122 pp. En: www.geoelectrical.com
- LOKE, M.H. Y DAHLIN, T. (2002). A comparison of the Gauss-Newton and quasi- Newton methods in resistivity imaging inversion. *Journal of Applied Geophysics*, 49: 149–162.
- MACDONALD A. M, BONSOR H C, ÓDOCHARTAIGH B E AND TAYLOR R G. (2012). Quantitative maps of groundwater resources in Africa Environ. Res. Lett. 7024009.
- MACKAY, J.R. Y BURN, C.R. (2005). A long-term field study (1951–2003) on ventifacts formed by katabatic winds at Paulatuk, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42: 1615–1635.
- MAURIN, G., BRONNER, G., LE GOFF, E. Y CHARDON, D. (1997). *Notice explicative de la carte géologique au 1:200 000 de la feuille Chami (Mauritanie) – Prospection aurifère dans le Tasiast-Tijirit*. Rapport, BRGM, 2459.
- MAXWELL, T.A. Y HAYNES, C.V. Jr. (1989). Large-scale, low amplitude bedforms (chevrons) in the Selima Sand Sheet. *Science*, 243 (4895): 1179-1182.

- MCDONOUGH, W.F. Y SUN, S.S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-254.
- MCKEE, E.D. Y WARD, W.C. (1983). *Eolian environment*. En: *Carbonate Depositional Environments* (Eds. Scholle, P.A., Bebout, D.G. Y Moore, C.H.). Memoir 33, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK: 132–170.
- MENCHIKOFF, N. (1949). *Quelques traits de l'histoire géologique du Sahara occidental*. Livre jubilaire Charles Jacob, Annales Hêbat et Haug, 7: 303-325.
- MENCHIKOFF, N. Y NICKLES, M. (1942). La géologie des confins de la Mauritanie septentrionale. *Bull. Serv. Min.* n° 6.
- MENCHIKOFF, N. (1930). Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidentale. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, 3. Thesis.
- MILLER, G.T. (1994). *Ecología y Medio Ambiente*. Grupo editorial Iberoamericana.
- MOOK, W.G. (2002). *Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico. Principios y aplicaciones*. Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Guías y Manuales N° 1. Madrid. 596 pp.
- MONOD, Th. (1935). *Sur la structure du Sahara sudoccidental*. C. R. Bull. Soc. Géol. France, Paris.
- MONOD, Th. (1937). *Essai de synthese structurale de l'Ouest Saharien mélanges*. E. F. Gautier.
- MUÑOZ-MARTÍN, A.; OLAIZ, A.; DE VICENTE, G.; ANTÓN, L.; ELORZA, F.J. Y DE VICENTE, R. (2007). Análisis de la geometría en profundidad de fracturas conductoras en zonas de baja permeabilidad mediante tomografía eléctrica (El Berrocal, Sistema Central Español). *Geogaceta*, 42: 35-38.
- OGILVY, R., MELDRUM, P. Y CHAMBERS, J. (1999). Imaging of industrial waste deposits and buried quarry geometry by 3D resistivity tomography. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 3: 103-113.
- OLAIZ, A., MUÑOZ-MARTÍN, A., VILLARROYA, F., DE LORENZO, J., CASTANEDO, C. Y PADÍN, A. (2009). Prospección hidrogeológica en zonas áridas de baja permeabilidad (Tifariti, Sahara Occidental) con el método EM de inducción. *Geogaceta*, 46: 91-108.

- ORELLANA, E. (1982). *Prospección Geoelectrica en Corriente Continua*. 2ª ed. Paraninfo, Madrid. Vol. 1.
- OWEN, R., GWAVAVA, O. Y GWAZE, P. (2005). Multielectrode resistivity survey for groundwater exploration in the Harare greenstone belt, Zimbabwe. *Hydrogeology Journal*, 14: 244–252.
- PEARCE, J.A. (1976). Statistical analysis of major element patterns in basalts. *Journal of Petrology*, 17: 15–43.
- PEARCE, J.A. Y CANN, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290–300.
- PERRETE, R. (1935). Le climat du Sáhara. *Ann. De Geograf.*, t. XLIV.
- PEUCAT, J.J., CAPDEVILA, R., DRARENI, A., MAHDJOUB, M. Y KAHOU, M. (2005). The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology. *Precambrian Research*, 136: 309–352.
- PEUCAT, J.J., MÉNOT, R.P., MONNIER, O. Y FANNING, C.M. (1999). The Terre Adélie basement in the East-Antarctica Shield: geological and isotopic evidence for a major 1.7 Ga thermal event; comparison with the Gawler Craton in South Australia. *Precambrian Research*, 94: 205–224.
- PITFIELD, P.E. J., KEY, R.M., WATERS, C.N., HAWKINS, M.P.H., SCHOFIELD, D.I., LOUGHLIN, S.C. Y BARNES, R.P. (2005). *Notice explicative des cartes géologiques et géologiques au 1:200 000 et 1:500 000 du Sud de la Mauritanie*. DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott, Mauritania.
- PORRES, J.A. (2003). Caracterización de cavidades en el subsuelo mediante la interpretación de perfiles de tomografía eléctrica. Aplicación al yacimiento arqueológico de Clunia. Tesis Doctoral. Universidad de Burgos.
- POTREL, A., PEUCAT, J.J. Y FANNING, C.M. (1998). Archaean crustal evolution of the West African Craton: example of the Amsaga Area (Reguibat Rise). U-Pb and Sm-Nd evidence for crustal growth and recycling. *Precambrian Research*, 90: 107-117.
- POTREL, A., PEUCAT, J.J., FANNING, C.M., AUVREY, B.M., BURG, J.P. Y CARUBA, C. (1996). 3.5 Ga old terranes in the West African Craton, Mauritania. *Journal of the Geological Society*, London, 153: 507-510.

- POTREL, A. (1994). *Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), Dorsale Re'guibat (Craton Ouest Africain)*. Mémoire de Géosciences, Rennes, 56.
- PYE, K. Y LANCASTER, N. (1993). *Aeolian Sediments Ancient and Modern*. Special Publication 16, International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford.
- QUIROGA, F. (1886). *Geología del Sahara occidental*. Rev. Geog. Com. Madrid.
- REYNOLDS, J.M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley Y Sons, Chichester.
- ROCCI, G., BRONNER, G. Y DESCHAMPS, M. (1991). Crystalline Basement of the West African Craton. En: Dallmeyer R.D. Y Lécorché, J P. (Eds.) *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*, Springer Verlag, Berlin: 31-61.
- RON, M. (2009). *Caracterización geológica e hidrogeológica de la zona norte de los territorios liberados de la R.A.S.D.* Universidad de Oviedo.
- ROZANSKI, K. ; ARAGUDS-ARAGUDS, L. Y GONFIANTINI, R. (1993). *Isotopic patterns in modern global precipitation*. En: P.K. SWART, K.C. LOHMAN, J. MCKENZIE Y S. SAVIN (Eds.) *Climate Change in Continental Isotopic Records-Geophysical Monograph* 78, American Geophysical Union, Washington, D.C.: 1-36.
- SAÉNZ DE BURUAGA, A., MOHAMED ALI, H., LOPEZ QUINTANA J.C., OUANA SIDAHMED, CH., ERRASTI, X., ORMAZÁBAL, A., SELMANNA LUCHAA, L., ARRUABARRENA J.M. Y MOHAMED MBEREK, D. (2007), Nuevas iniciativas en el proceso de búsqueda e interpretación del pasado cultural de la región del Tiris (Sahara Occidental): la contribución científica de las expediciones arqueológicas vasco-saharauis de 2006 y 2007, *Krei*, 9, 2006-2007, pp. 7-26.
- SCHOELLER, H. (1962). *Les eaux souterraines*. Ed. Masson, Paris.
- SCHOFIELD, D. I. Y GILLESPIE, M.R. (2007). A tectonic interpretation of "Eburnean terrane" outliers in the Reguibat Shield, Mauritania. *Journal of African Earth Sciences*, 49: 179-186.
- SCHOFIELD, D.I., HORSTWOOD, M.S.A., PITFIELD, P.E.J., CROWLEY, Q.G., WILKINSON, A.F. Y SIDATY, H.C.O. (2006). Timing and kinematics of Eburnean tectonics in the central Reguibat Shield, Mauritania. *Journal of the Geological Society*, London, 163: 549- 560.

- SOUGY, J. (1960). *Les séries précambriennes de la Mauritanie nord-orientale* (A.O.F.). Det Berlingske Bogtrykkeri, Copenhagen: 59–68.
- SOUGY, J. (1954). *Rapport de fin de campagne 1953–1954* (Feuilles El Mzereb, Chegga, Tindouf). Rapport inédit de la Direction Fédérale de Mines et de la Géologie. AOF, Dakar.
- SREE DEVI, P.D.; SRINIVASULU, S.; RAJU, KESAVA K. (2001). Delineation of groundwater potential zones and electrical resistivity studies for groundwater exploration. *Environmental Geology*, 40, 1252-1264.
- SUZUKI, K., TODA, S., KUSUNOKI, K., FUJIMITSU, Y., MOGI, T. Y JOMORI, A. (2000). Case studies of electrical and electromagnetic methods applied to mapping active faults beneath the thick Quaternary. *Engineering Geology*, 56: 29-45.
- TAIT, J., STRAATHOF, G., SÖDERLUND, U., ERNST, R.E., KEY, R., JOWITT, S.M., LO, K., DAHMADA, M.E.M. Y N'DIAYE, O. (2012). The Ahmeyim Great Dyke of Mauritania. A newly dated Archaean intrusion. *Lithos*, 01/08/2013. Vol. 174, pp. 323-332.
- TELFORD, W.M., GELDART, L.P. Y SHERIFF, R.E. (1990). *Applied Geophysics*. Second Edition, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 790 pp.
- TOLCACHIER, A.J. (2001). *Temas de Medicina Ambiental: Contaminación del Agua*. En: http://medioambiente.gov.ar/archivos/web/salud_ambiente/File/8.pdf
- TORRES, L.S.; MUÑOZ, M.A.; JIMÉNEZ, D.A.; AHMED, B.M; DE LORENZO, J.; GARCÍA, L.C. Y OLAIZ, A.J. (2010). Aplicación del método de resistividades para la caracterización hidrogeológica de Dajla (Argelia). *Geogaceta*, 48: 223-226.
- TYLER, G. (1994). *Ecología y Medio Ambiente*. Ed. Iberoamericana. México.
- WALVOORD, M.A.; PHILLIPS, F.M.; STONESTROM, D.A.; EVANS, R.D., HARTSOUGH, P.C., NEWMAN B.D. Y STRIEGL, R.G. (2003). A Reservoir of Nitrate Beneath Desert Soils. *Science*, Vol. 302: 1021-1024.
- WERNER, J. (1996). *Introducción a la Hidrogeología*. Monterrey, NL, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, 174 pp.
- WHITE, W.M. (2013). *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, 668 p.
- WILSON, M. (1989). *Igneous Petrogenesis A Global Tectonic Approach*. Springer, 466 p, Unwin Hyman, London.

- YAIR, A. Y LAVEE, H. (1985): Runoff generation in arid and semi-arid zones. En Anderson y Burt, T.P. (Eds.): Hydrological Forecasting, 183-220.
- YURTSEVER, Y. Y GAT, J.R. (1981). *Atmospheric waters*. En: *Stable isotope hydrology: Deuterium and oxygen-18 in the water cycle*. Technical Report Series 210:103-142. IAEA, Viena.
- ZHOU, W.; BECK, B.F.; STEPHENSON, B.J. (1999). Investigation of groundwater flow in karst areas using component separation of natural potential measurements. *Environmental Geology*, 37, (1-2) 19-25.

PÁGINAS WEB A LAS QUE SE HACE REFERENCIA EN LA TESIS


- ACUERDOS DE MADRID: Acuerdos tripartitos de Madrid, del 14/11/1975, entre España, Marruecos, y Mauritania.
<http://www.gees.org/documentos/Documen-654.pdf>
- AEMET: Agencia Estatal de Meteorología de España.
<http://www.aemet.es/es/eltiempo/observacion/satelite/masas>
- AIEA (Agencia Internacional de Energía Atómica)
<http://www-naweb.iaea.org>
- ASTER GDEM: link de descarga de los Modelos digital de elevación.
<http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/search.jsp>
- CEE (DIRECTIVA 98/83/CE): Directiva europea relativa a la calidad de las aguas destinadas para el consumo humano.
<http://www.boe.es/buscar/doc.php?id=DOUE-L-1998-82174>
- Earth Science Data Interface (ESDI): Perteneciente a la Universidad de Maryland. Facilita las imágenes de satélite para la realización de estudios de diferente naturaleza científica.
<http://glcfapp.glcfc.umd.edu:8080/esdi/>
- EPA: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos. Parámetros de calidad para el agua destinada al consumo humano, en los Estados Unidos de América.
<http://water.epa.gov/drink/agua/estandares.cfm>


- LENNTECH. 2005. Agua residual y purificación del aire Holding B.V. Holanda.
<http://www.lenntech.com/espanol/Turbidez.htm>
- Ley de hidrocarburos en España, 1958. Cuando el Sahara formaba parte del territorio español.
<http://www.boe.es/buscar/doc.php?id=BOE-A-1974-1013>
- MINURSO (Misión de Naciones Unidas para el referéndum en el Sahara occidental)
<http://www.un.org/es/peacekeeping/missions/minurso/>
- NACIONES UNIDAS (Lista de territorios no autónomos en el mundo)
<http://www.un.org/es/events/nonselfgoverning/non-self-governing.shtml>
- ORGANIZACIÓN MUNDIAL DE LA SALUD. Parámetros de calidad de las aguas para el consumo humano.
http://www.who.int/water_sanitation_health/dwq/guidelines4/es/index.html
- ORGANIZACIÓN MUNDIAL DE LA SALUD. Guía sobre la calidad de agua.
http://www.who.int/water_sanitation_health/dwq/gdwq3_es_full_lowres.pdf
- REAL DECRETO 140/2003, DE 7 DE FEBRERO, POR EL QUE SE ESTABLECEN LOS CRITERIOS SANITARIOS DE LA CALIDAD DEL AGUA DE CONSUMO HUMANO
<http://www.boe.es/buscar/act.php?id=BOE-A-2003-3596>
- DIRECTRICES DE LA OMS PARA LA CALIDAD DEL AGUA POTABLE, ESTABLECIDAS EN GÉNOVA, 1993
<http://www.accuaproduct.com/domestico/images/files/standaresdelaguapotablesegunlaoms.pdf>

ANEXO I


INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA

(Realizado entre los días 9 y 13 de mayo del 2010)

POZO			Ligaza		
PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS		COORDENADAS			
		GEOGRÁFICAS		UTM	
CAUDAL (L/s)		-14°94'93.1"	X:	505044	
NIVEL ESTÁTICO (m)	16	26°64'42.02"	Y:	2947029	
NIVEL DINÁMICO (m)		ALTITUD(m.s.n.m.)			
		435			
PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	24	UBICACIÓN			
pH	7,13	Está a unos 60 km al noreste de Bir Lehlu.			
CONDUCTIVIDAD (µS/cm)	4.603	USOS/LUGARES ABASTECIDOS			
TEMPERATURA (°C)	23,5	El agua que se extrae de este pozo se emplea básicamente para el ganado y algunas labores domésticas de los nómadas, como el lavado de ropa.			
EMBOQUILLE (cm)	75				
COMENTARIOS		CONSTRUCCIÓN			
Fue construido por el Frente POLISARIO entre 1999-2002. Para la extracción de agua de este pozo se alternan entre un generador eléctrico de diesel y cuatro paneles solares, que recargan las baterías existentes.		Artesanal posee un diámetro de 1,5 m.			
		GEOLOGÍA			
		Está localizado en una región que está constituida principalmente por depósitos cuaternarios, principalmente arenas, que se acumulan en las <i>sabkhas</i> durante los episodios de lluvia.			
					


POZO			Bir Lehlu (Potable)		
PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS		COORDENADAS			
		GEOGRÁFICAS		UTM	
CAUDAL (L/s)		-15°57'09.2"		X:	443032
NIVEL ESTÁTICO (m)	7,25	26°34'90.4"		Y:	2914464
NIVEL DINÁMICO (m)		ALTITUD(m.s.n.m.)			
		485			
PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	8	UBICACIÓN			
pH	7,28	Está localizado en Bir Lehlu.			
CONDUCTIVIDAD (µS/cm)	2.475	USOS/LUGARES ABASTECIDOS			
		El agua que se extrae de este pozo se emplea principalmente para el consumo humano y para otras labores domésticas de los nómadas, como el lavado de ropa.			
TEMPERATURA (°C)	21,8				
EMBOQUILLE (cm)	46				
COMENTARIOS		CONSTRUCCIÓN			
El agua de este pozo le ha dado nombre a la localidad donde se ubica, Bir Lehlu, que significa pozo de agua dulce. Esta captación data de fechas muy antiguas, pero durante la guerra fue atacado varias veces, y nunca se llegó a destruir del todo. Fue reconstruido por el Frente POLISARIO en 2002.		Artesanal, posee un diámetro de 2 m.			
		GEOLOGÍA			
		Está localizado en una zona de granitos muy alterados, con grandes campos de fracturas. Regolitos del Proterozoico inferior.			
					

POZO		Bueir Kanam		
PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS		COORDENADAS		
		GEOGRÁFICAS		UTM
CAUDAL (L/s)		-15°70'40.7"	X:	429757
NIVEL ESTÁTICO (m)	5,34	26°36'70.4"	Y:	2916524
NIVEL DINÁMICO (m)		ALTITUD(m.s.n.m.)		
		483		
PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	6	UBICACIÓN		
pH	9,18	Se localiza a 18 km al oeste de Bir Lehlu		
CONDUCTIVIDAD (μS/cm)	10.026	USOS/LUGARES ABASTECIDOS		
TEMPERATURA (°C)	22,2	El agua que se extrae de este pozo se emplea principalmente para el consumo animal, y para otras labores domésticas de los nómadas, como el lavado de ropa.		
EMBOQUILLE (cm)	55			
COMENTARIOS		CONSTRUCCIÓN		
Este pozo no se sabe exactamente la fecha de su construcción, pero desde que se construyó nunca se ha secado, ni en los peores periodos de sequía que han azotado la región.		Artesanal, posee un diámetro de 1,2 m.		
		GEOLOGÍA		
		Está localizado en una zona de donde predominan los materiales arenosos y una amplia presencia de materiales evaporíticos, principalmente carbonatos.		
				


POZO			Sondeo Bueir Tikisit		
PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS		COORDENADAS			
		GEOGRÁFICAS		UTM	
CAUDAL (L/s)		-16°48'35.1"	X:	351554	
NIVEL ESTÁTICO (m)	27	26°02'49.2"	Y:	2879287	
NIVEL DINÁMICO (m)		ALTITUD(m.s.n.m.)			
		497			
PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	86	UBICACIÓN			
pH	7,21	16 km al sureste de Tifariti.			
CONDUCTIVIDAD (µS/cm)	3.153	USOS/LUGARES ABASTECIDOS			
		El agua que se extrae de este pozo se emplea para el consumo humano.			
TEMPERATURA (°C)	23,3				
EMBOQUILLE (cm)	45				
COMENTARIOS		CONSTRUCCIÓN			
Fue excavado por el Frente POLISARIO en los años noventa. Para la extracción del agua se emplea una bomba sumergible que funciona con un equipo electrógeno autónomo.		Sondeo. Posee un diámetro de 50 mm.			
		GEOLOGÍA			
		Esta localizado en regolitos del Proterozoico inferior.			
					

POZO			Bueir Tikisit (artesanal)		
PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS		COORDENADAS			
		GEOGRÁFICAS		UTM	
CAUDAL (L/s)		-16°49'69.1"	X:	350223	
NIVEL ESTÁTICO (m)	12,3	26°03'34.3"	Y:	2880245	
NIVEL DINÁMICO (m)		ALTITUD(m.s.n.m.)			
		506			
PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	14,2	UBICACIÓN			
pH	7,57	A 10 km al sureste de Tifariti.			
CONDUCTIVIDAD (µS/cm)	2.713	USOS/LUGARES ABASTECIDOS			
TEMPERATURA (°C)	20	Abastece al mercado de Bueir Tkisit, y se emplea tanto para usos domésticos, consumo humano y animal.			
EMBOQUILLE (cm)	80				
COMENTARIOS		CONSTRUCCIÓN			
Fue construido a mediados de los noventa por las unidades militares del Frente POLISARIO, y por nómadas de la región. El agua se extrae de forma manual, no emplea ninguna bomba de extracción.		Artesanal, posee un diámetro de 1,6 m.			
		GEOLOGÍA			
		Está emplazado en una zona de regolitos del Proterozoico muy alterados.			




POZO		SondeoTifariti oficial		
PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS		COORDENADAS		
		GEOGRÁFICAS		UTM
CAUDAL (L/s)		-16°56'20.1"	X:	343874
NIVEL ESTÁTICO (m)	65	26°15'74.4"	Y:	2894058
NIVEL DINÁMICO (m)		ALTITUD(m.s.n.m.)		
		499		
PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	170	UBICACIÓN		
pH	7,40	Se ubica en Tifariti.		
CONDUCTIVIDAD (µS/cm)	3.601	USOS/LUGARES ABASTECIDOS		
TEMPERATURA (°C)	23,8	Abastece a Tifariti y se emplea tanto para el consumo humano como animal y para labores domésticas.		
EMBOQUILLE (cm)	30			
COMENTARIOS		CONSTRUCCIÓN		
Fue construido a mediados de los noventa por las unidades militares del frente Polisario. El agua se extrae mediante una bomba sumergible alimentada por un equipo electrógeno autónomo.		Sondeo, posee un diámetro de 170 mm.		
		GEOLOGÍA		
		Está emplazado en una zona muy alterada de granitos del Proterozoico inferior.		
				

POZO			Sondeo nuevo Tifariti		
PARÁMETROS HIDROGEOLOGÍCOS		COORDENADAS			
		GEOGRÁFICAS		UTM	
CAUDAL (L/s)		-16°55'79.8"		X:	344288
NIVEL ESTÁTICO (m)	50	26°16'59.7"		Y:	2894998
NIVEL DINÁMICO (m)		ALTITUD(m.s.n.m.)			
		497			
PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	100	UBICACIÓN			
pH	8,12	500 metros al norte del sondeo oficial de Tifariti.			
CONDUCTIVIDAD (µS/cm)	2.499	USOS/LUGARES ABASTECIDOS			
TEMPERATURA (°C)	24	Abastece a Tifariti y se emplea tanto para el consumo humano como animal y para labores domésticas.			
EMBOQUILLE (cm)	20				
COMENTARIOS		CONSTRUCCIÓN			
Fue construido en el 2010 por las unidades militares del Frente POLISARIO. El agua se extrae mediante una bomba sumergible alimentada por un equipo electrógeno autónomo.		Sondeo, posee un diámetro de 200 mm.			
		GEOLOGÍA			
		Está emplazado en una zona muy alterada de granitos del Proterozoico inferior.			




POZO		Sondeo ÓsmosisTifariti		
PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS		COORDENADAS		
		GEOGRÁFICAS	UTM	
CAUDAL (L/s)		-16°56'33.5"	X:	343746
NIVEL ESTÁTICO (m)	74	26°16'26.7"	Y:	2894639
NIVEL DINÁMICO (m)		ALTITUD(m.s.n.m.)		
		506		
PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	110	UBICACIÓN		
pH	7,48	300 metros al norte del sondeo oficial de Tifariti.		
CONDUCTIVIDAD (µS/cm)	10.657	USOS/LUGARES ABASTECIDOS		
TEMPERATURA (°C)	25,2	Abastece a Tifariti y se emplea tanto para el consumo humano como animal y para labores domésticas.		
EMBOQUILLE (cm)	40			
COMENTARIOS		CONSTRUCCIÓN		
Fue construido en el 2010 por las unidades militares del Frente POLISARIO. El agua se extrae mediante una bomba sumergible alimentada por un equipo electrógeno autónomo. Presenta una pequeña planta de ósmosis.		Sondeo, posee un diámetro de 150 mm.		
		GEOLOGÍA		
		Está emplazado en una zona muy alterada de granitos del Proterozoico inferior.		


POZO			Amheiriz		
PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS		COORDENADAS			
		GEOGRÁFICAS		UTM	
CAUDAL (L/s)		-17°05'93.1"	X:	294139	
NIVEL ESTÁTICO (m)	2	26°14'74.8"	Y:	2893647	
NIVEL DINÁMICO (m)		ALTITUD(m.s.n.m.)			
		383			
PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	3,5	UBICACIÓN			
pH	7,94	En Amheiriz, 1 km al este del cuartel			
CONDUCTIVIDAD (μS/cm)	501	USOS/LUGARES ABASTECIDOS			
TEMPERATURA (°C)	22,2	Abastece a los nómadas, y se emplea tanto para el consumo humano como animal.			
EMBOQUILLE (cm)	50				
COMENTARIOS		CONSTRUCCIÓN			
Fue construido por los nómadas en el 2007. Durante los periodos de lluvia es destruido por la crecida del rio.		Artesanal, posee un diámetro de 1,3 m.			
		GEOLOGIA			
		Está emplazado en una zona donde los materiales predominantes son arenas cuaternarias depositadas durante los periodos de crecidas del rio de Amheriz.			



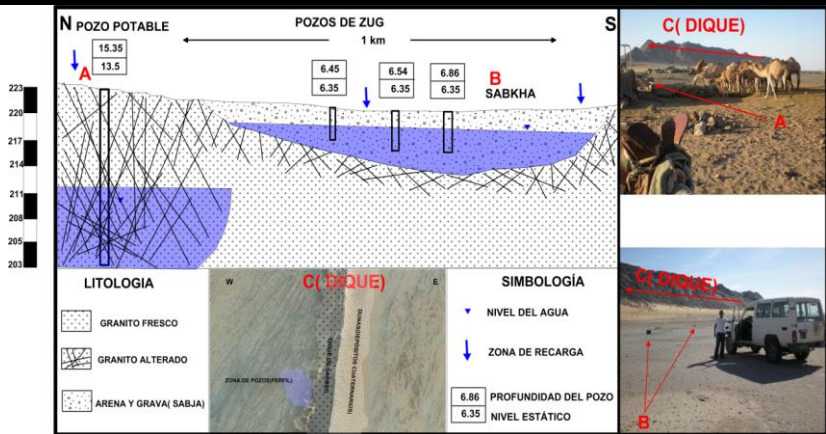
POZO			Asfeia		
PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS		COORDENADAS			
		GEOGRÁFICAS		UTM	
CAUDAL (L/s)		-17°29'58.1"		X:	270545
NIVEL ESTÁTICO (m)	84	26°17'57.6"		Y:	2897177
NIVEL DINÁMICO (m)		ALTITUD(m.s.n.m.)			
		351			
PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	120	UBICACIÓN			
pH	7,75	30 km al noroeste de Amheiriz.			
CONDUCTIVIDAD (µS/cm)	1.886	USOS/LUGARES ABASTECIDOS			
TEMPERATURA (°C)	24,2	Abastece tanto a Amheriz como a las poblaciones de Tifariti, por su elevado caudal. Se emplea para el consumo humano.			
EMBOQUILLE (cm)	50				
COMENTARIOS		CONSTRUCCIÓN			
Fue construido por el Frente POLISARIO en los años noventa. Tiene una bomba sumergible que funciona con un equipo electrógeno autónomo. También cuenta con un depósito de agua de reserva en caso de avería.		El sondeo posee un diámetro de 175 mm.			
		GEOLOGÍA			
		Explota cuarzoarenitas del Ordovícico superior, y granitos del Proterozoico inferior.			



POZO			Mijek		
PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS		COORDENADAS			
		GEOGRÁFICAS		UTM	
CAUDAL (L/s)		-12°74'89.9"	X:	729928	
NIVEL ESTÁTICO (m)	9,34	23°46'55.1"	Y:	2596852	
NIVEL DINÁMICO (m)		ALTITUD(m.s.n.m.)			
		282			
PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	11,44	UBICACIÓN			
pH	8,39	Se localiza a 500 metros del cuartel de Mijek.			
CONDUCTIVIDAD (μS/cm)	2.669	USOS/LUGARES ABASTECIDOS			
TEMPERATURA (°C)	24,1	Abastece tanto a la unidad militar como a los nómadas de la región Se emplea para el consumo humano y animal.			
EMBOQUILLE (cm)	32				
COMENTARIOS		CONSTRUCCIÓN			
Fue construido por el Frente POLISARIO y los nómadas de la región en los años noventa. El agua se extrae manualmente.		Artesanal, posee un diámetro de 1,7 m.			
		GEOLOGÍA			
		Está alojado en una zona donde hay predominio de depósitos cuaternarios como arena.			



POZO		Eij		
PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS		COORDENADAS		
		GEOGRÁFICAS		UTM
CAUDAL (L/s)		13°94'13.2"	X:	609042
NIVEL ESTÁTICO (m)	15	22°31'13.5"	Y:	2467667
NIVEL DINÁMICO (m)		ALTITUD(m.s.n.m.)		
		274		
PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	20,66	UBICACIÓN		
pH	7,93	14 km al sur de Lajuad.		
CONDUCTIVIDAD (µS/cm)	4.433	USOS/LUGARES ABASTECIDOS		
TEMPERATURA (°C)	27,4	Abastece a la región de Lajuad y Douguej, también se emplea para el ganado.		
EMBOQUILLE (cm)	45			
COMENTARIOS		CONSTRUCCIÓN		
Este pozo es muy antiguo pero fue abandonado durante la guerra. Posteriormente, fue excavado en 1993 por el Frente POLISARIO. Está revestido con mampostería, tiene una bomba sumergible en su interior que funciona con un generador eléctrico.		Artesanal, posee un diámetro de 2,5 m.		
		GEOLOGÍA		
		Está localizado en gneises de edad arcaica, muy fracturado.		

POZO		Zug (Sabkha)		
PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS		COORDENADAS		
		GEOGRÁFICAS		UTM
CAUDAL (L/s)		14°14'96.2"	X:	588022
NIVEL ESTÁTICO (m)	6,35	21°60'06.4"	Y:	2388861
NIVEL DINÁMICO (m)		ALTITUD(m.s.n.m.)		
		221		
PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	6,86	UBICACIÓN		
pH	8,92	Esta localizado en las inmediaciones del dique de Zug		
CONDUCTIVIDAD (μS/cm)	4.506	USOS/LUGARES ABASTECIDOS		
TEMPERATURA (°C)	27	Se emplean solo para el consumo del ganado. Presentan un elevado grado de salinidad. Se localizan en una Sabkha (depresión cuyo fondo es salino)		
EMBOQUILLE (cm)	70			
COMENTARIOS		CONSTRUCCIÓN		
Existen más de 26 pozos someros emplazados en esta depresión. Todos ellos son de construcción artesanal. Cuando hay episodios de lluvia, estos pozos son destruidos por las aguas debido a que están emplazados en una depresión a la que tributa toda la escorrentía de la zona. Es posible que el agua que se retiene en esta <i>sabkha</i> (depresión) sea la que recarga el pozo potable de Zug.		Artesanal, posee un diámetro de 1.2 m.		
		GEOLOGÍA		
		Esta localizado en una depresión tectónica en granito, la cual se ha ido rellenando con material detrítico originado como consecuencia de los procesos de erosión a los que han estado sometidas las rocas de esta zona y después son arrastrados por las lluvias hasta esta depresión.		
				

POZO		Mabruk		
PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS		COORDENADAS		
		GEOGRÁFICAS		UTM
CAUDAL (L/s)		13°07'80.9"	X:	698154
NIVEL ESTÁTICO (m)	11,37	22°18'18.3"	Y:	2454209
NIVEL DINÁMICO (m)		ALTITUD(m.s.n.m.)		
		329		
PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	12,52	UBICACIÓN		
pH	7,94	Está a más de 10km al este del cuartel de Agueinit.		
CONDUCTIVIDAD (µS/cm)	2.952	USOS/LUGARES ABASTECIDOS		
		Se emplea para el consumo tanto humano como animal.		
TEMPERATURA (°C)	18,7			
EMBOQUILLE (cm)	80			
COMENTARIOS		CONSTRUCCIÓN		
<p>Este pozo está en la frontera entre el Sahara Occidental y Mauritania, fue construido por España en los años cincuenta del siglo pasado y reformado en fechas muy recientes por el Frente POLISARIO.</p> <p>Está emplazado en el fondo de un valle y da muy poca agua.</p> <p>Está revestido parcialmente con mampostería.</p>		Artesanal, posee un diámetro de 1,5 m.		
		GEOLOGÍA		
		Está emplazado donde existe un entramado de fracturas y diques recubiertos por materiales detríticos producto de la meteorización de gneises de edad arcaica.		

329

326

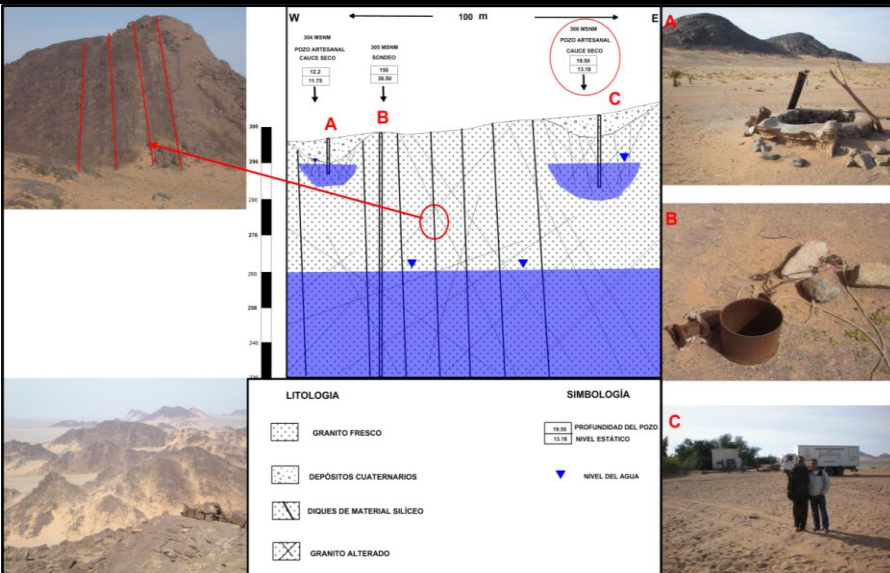
323

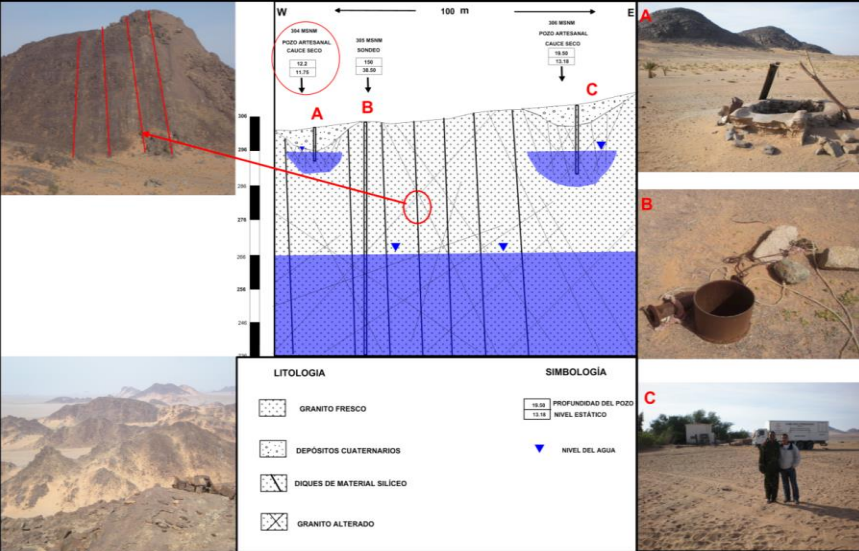
320



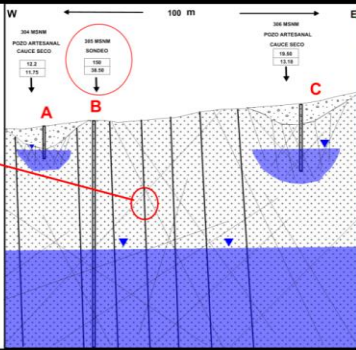



317

314

</

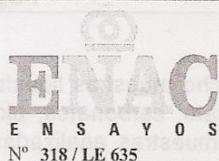
POZO		Agueinit Oficial		
PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS		COORDENADAS		
		GEOGRÁFICAS	UTM	
CAUDAL (L/s)		13°14'36.4"	X:	691394
NIVEL ESTÁTICO (m)	13,18	22°18'17.1"	Y:	2454110
NIVEL DINÁMICO (m)		ALTITUD(m.s.n.m.)		
		320		
PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	19,50	UBICACIÓN		
pH	7,13	A 100 metros del cuartel de Agueinit.		
CONDUCTIVIDAD (μS/cm)	5.307	USOS/LUGARES ABASTECIDOS		
TEMPERATURA (°C)	23,9	Es muy salobre. Posee una pequeña planta de ósmosis que tiene una capacidad de 500 L/hora. No cubre la demanda de agua de la zona por lo que se trae agua de la región Mauritana de Fdérík.		
EMBOQUILLE (cm)	50			
COMENTARIOS		CONSTRUCCIÓN		
Este pozo fue construido por España en los años cincuenta del siglo pasado y reformado en 1998 por el Frente POLISARIO. Está emplazado en un cauce seco. Está sin revestir.		Artesanal, posee un diámetro de 1,5 m.		
		GEOLOGÍA		
		Está emplazado en una zona de gneises muy alterados de edad arcaica recubiertos por materiales detríticos.		
				

POZO		Agueinit Oeste		
PARÁMETROS HIDROLÓGICOS		COORDENADAS		
		GEOGRÁFICAS	UTM	
CAUDAL (L/s)		13°14'74.1"	X:	691005
NIVEL ESTÁTICO (m)	11,75	22°18'14.2"	Y:	2454072
NIVEL DINÁMICO (m)		ALTITUD(m.s.n.m.)		
		320		
PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	12,2	UBICACIÓN		
pH	8,07	A 300 metros del cuartel de Agueinit.		
CONDUCTIVIDAD (μS/cm)	6.524	USOS/LUGARES ABASTECIDOS		
TEMPERATURA (°C)	22,1	Es muy salobre, se emplea generalmente para el uso animal.		
EMBOQUILLE (cm)	55			
COMENTARIOS		CONSTRUCCIÓN		
Este pozo fue construido por el Frente POLISARIO en los años noventa. Se encuentra emplazado en un cauce seco. Está revestido parcialmente con mampostería.		Artesanal, posee un diámetro de 1.30 m.		
		GEOLOGÍA		
		Está emplazado en una zona de gneises muy alterados de edad arcaica, recubiertos por materiales detríticos.		
				

POZO		Agueinit Sondeo		
PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS		COORDENADAS		
		GEOGRÁFICAS	UTM	
CAUDAL (L/s)		13°14'36.6"	X:	691392
NIVEL ESTÁTICO (m)	38,50	22°18'17.2"	Y:	2454112
NIVEL DINÁMICO (m)		ALTITUD(m.s.n.m.)		
		318		
PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	150	UBICACIÓN		
pH	7,14	Cerca del cuartel de Agueinit, a unos 200 metros del pozo Agueinit este.		
CONDUCTIVIDAD (µS/cm)	6.907	USOS/LUGARES ABASTECIDOS		
TEMPERATURA (°C)	40	Es muy salobre. Se emplea generalmente para el uso animal y doméstico, después de ser potabilizada su agua mediante el proceso de ósmosis.		
EMBOQUILLE (cm)	70			
COMENTARIOS		CONSTRUCCIÓN		
Fue excavado por los técnicos saharauis en el año 1996/1997. Se explota diariamente. Su agua es muy salada. Se usa para fines domésticos. Funciona con un generador eléctrico y una bomba sumergible de poco caudal, lo estiman según el técnico responsable en unos 7 L/s.		El sondeo posee un diámetro de 200 mm.		
		GEOLOGÍA		
		Está emplazado en una zona de gneises de edad arcaica.		
		<div><div></div><div><div><div>LITOLOGÍA</div><div><div> GRANITO FRESCO</div><div> DEPÓSITOS CUATERNARIOS</div><div> DIQUES DE MATERIAL SILICEO</div><div> GRANITO ALTERADO</div></div><div><div>SIMBOLOGÍA</div><div><div> PROFUNDIDAD DEL POZO</div><div> NIVEL ESTÁTICO</div><div> NIVEL DEL AGUA</div></div></div></div><div><div></div></div></div></div>		

ANEXO II

RESULTADO DE LOS ANÁLISIS QUÍMICOS



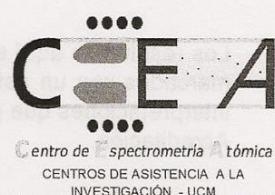
INFORME DE ENSAYO

Código: 10 176-IA

Página 1 de 7

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID CENTRO DE ESPECTROMETRÍA ATÓMICA

Sede Laboratorio
Facultad de Geológicas (UCM).
CIUDAD UNIVERSITARIA 28040-Madrid
Tfno: 91 394 49 16 - Fax: 91 39449 17 E-mail: cea@geo.ucm.es



IDENTIFICACIÓN DEL CLIENTE / PROYECTO

RESPONSABLE	Sol López		
INSTITUCIÓN	Universidad Complutense de Madrid		
TIPO DE CLIENTE	PARTICULAR <input type="checkbox"/> / Empresa <input type="checkbox"/> / OPI <input type="checkbox"/> / UCM <input checked="" type="checkbox"/>		
NIF/CIF	Q2818014I		
DIRECCIÓN	C/ José Antonio Nováis s/n CP: 28040 / POBLACIÓN: Madrid		
CENTRO	Facultad de Geológicas		
ÁREA/DEPARTAMENTO	Cristalografía		
PROYECTO <input checked="" type="checkbox"/>	TÍTULO:	ESTUDIO HIDROGEOLÓGICO DEL SÁHARA OCCIDENTAL	
CONVENIO <input type="checkbox"/>	CÓDIGO:		
	RESPONSABLE:	Sol López	

PERSONA DE CONTACTO	Fermín Villarroja		
TELÉFONO/FAX	91 394 48 47	E-MAIL	ferminv@geo.ucm.es

Los resultados aquí expuestos se refieren únicamente a la/s muestra/s analizadas. Los ensayos marcados con un asterisco no están incluidos en el alcance de acreditación. Las opiniones y/o interpretaciones que puedan estar recogidas en el informe no están incluidas en el Alcance de la Acreditación.

Este Informe no podrá reproducirse parcialmente sin previa autorización del Centro de Espectrometría Atómica de la Universidad Complutense de Madrid. Para utilizar los resultados de este informe, tanto en trabajos de investigación y publicaciones, como en informes, deberá solicitarse la autorización por escrito al Centro de Espectrometría Atómica de la UCM, y hacerse constar el nombre del Centro como lugar donde han sido realizados los análisis.

Código: 10 176-IA

Página 2 de 7

1 INTRODUCCIÓN

Se han recibido en el CEA, el 26 de noviembre de 2010, dieciocho muestras líquidas de agua continental, para análisis de cloruro, nitrito, nitrato, fosfato, sulfato, carbonatos, bicarbonatos, sodio, potasio, magnesio, calcio, hierro y arsénico. Todas las muestras analizadas han sido recogidas por el cliente, y entregadas en el CEA para su análisis.

En el apartado 2 se detallan las muestras analizadas, así como el método de análisis utilizado.

En el apartado 3 se recogen los resultados obtenidos en los análisis realizados.

Los resultados aquí expuestos se refieren únicamente a la/s muestra/s analizadas. Los ensayos marcados con un asterisco no están incluidos en el alcance de acreditación. Las opiniones y/o interpretaciones que puedan estar recogidas en el informe no están incluidas en el Alcance de la Acreditación.

2 MUESTRAS ANALIZADAS

MUESTRA	MUESTRA (CÓD. CEA)	FECHA INICIO ANÁLISIS	FECHA FINAL ANÁLISIS	MÉTODO DE ANÁLISIS	ITA ¹
0004	10 176-01	03-12-10	22-12-10	CROMATOGRAFÍA IÓNICA	ITA 25 02
0004	10 176-01	16-12-10	12-01-11	POTENCIOMETRÍA	ITA 10 14
0004	10 176-01	17-01-11	02-02-11	ESPECTROMETRÍA ICP-OES	ITA 31 01
0006	10 176-02	03-12-10	22-12-10	CROMATOGRAFÍA IÓNICA	ITA 25 02
0006	10 176-02	16-12-10	12-01-11	POTENCIOMETRÍA	ITA 10 14
0006	10 176-02	17-01-11	02-02-11	ESPECTROMETRÍA ICP-OES	ITA 31 01
0008	10 176-03	03-12-10	22-12-10	CROMATOGRAFÍA IÓNICA	ITA 25 02
0008	10 176-03	16-12-10	12-01-11	POTENCIOMETRÍA	ITA 10 14
0008	10 176-03	17-01-11	02-02-11	ESPECTROMETRÍA ICP-OES	ITA 31 01
0009	10 176-04	03-12-10	22-12-10	CROMATOGRAFÍA IÓNICA	ITA 25 02
0009	10 176-04	16-12-10	12-01-11	POTENCIOMETRÍA	ITA 10 14
0009	10 176-04	17-01-11	02-02-11	ESPECTROMETRÍA ICP-OES	ITA 31 01
0010	10 176-05	03-12-10	22-12-10	CROMATOGRAFÍA IÓNICA	ITA 25 02
0010	10 176-05	16-12-10	12-01-11	POTENCIOMETRÍA	ITA 10 14
0010	10 176-05	17-01-11	02-02-11	ESPECTROMETRÍA ICP-OES	ITA 31 01
0011	10 176-06	03-12-10	22-12-10	CROMATOGRAFÍA IÓNICA	ITA 25 02
0011	10 176-06	16-12-10	12-01-11	POTENCIOMETRÍA	ITA 10 14
0011	10 176-06	17-01-11	02-02-11	ESPECTROMETRÍA ICP-OES	ITA 31 01
0012	10 176-07	03-12-10	22-12-10	CROMATOGRAFÍA IÓNICA	ITA 25 02
0012	10 176-07	16-12-10	12-01-11	POTENCIOMETRÍA	ITA 10 14

¹ Se indican los métodos utilizados por el Centro, según Instrucciones Técnicas propias.

Los resultados aquí expuestos se refieren únicamente a la/s muestra/s analizadas. Los ensayos marcados con un asterisco no están incluidos en el alcance de acreditación. Las opiniones y/o interpretaciones que puedan estar recogidas en el informe no están incluidas en el Alcance de la Acreditación.

Este Informe no podrá reproducirse parcialmente sin previa autorización del Centro de Espectrometría Atómica de la Universidad Complutense de Madrid. Para utilizar los resultados de este informe, tanto en trabajos de investigación y publicaciones, como en informes, deberá solicitarse la autorización por escrito al Centro de Espectrometría Atómica de la UCM, y hacerse constar el nombre del Centro como lugar donde han sido realizados los análisis.

Código: 10 176-IA

Página 3 de 7

MUESTRA	MUESTRA (CÓD. CEA)	FECHA INICIO ANÁLISIS	FECHA FINAL ANÁLISIS	MÉTODO DE ANÁLISIS	ITA ¹
0012	10 176-07	17-01-11	02-02-11	ESPECTROMETRÍA ICP-OES	ITA 31 01
0013	10 176-08	03-12-10	10-02-11	CROMATOGRAFÍA IÓNICA	ITA 25 02
0013	10 176-08	16-12-10	12-01-11	POTENCIOMETRÍA	ITA 10 14
0013	10 176-08	17-01-11	02-02-11	ESPECTROMETRÍA ICP-OES	ITA 31 01
0014	10 176-09	03-12-10	22-12-10	CROMATOGRAFÍA IÓNICA	ITA 25 02
0014	10 176-09	16-12-10	12-01-11	POTENCIOMETRÍA	ITA 10 14
0014	10 176-09	17-01-11	02-02-11	ESPECTROMETRÍA ICP-OES	ITA 31 01
0015	10 176-10	03-12-10	22-12-10	CROMATOGRAFÍA IÓNICA	ITA 25 02
0015	10 176-10	16-12-10	12-01-11	POTENCIOMETRÍA	ITA 10 14
0015	10 176-10	17-01-11	02-02-11	ESPECTROMETRÍA ICP-OES	ITA 31 01
0016	10 176-11	03-12-10	22-12-10	CROMATOGRAFÍA IÓNICA	ITA 25 02
0016	10 176-11	16-12-10	12-01-11	POTENCIOMETRÍA	ITA 10 14
0016	10 176-11	17-01-11	02-02-11	ESPECTROMETRÍA ICP-OES	ITA 31 01
0018	10 176-12	03-12-10	22-12-10	CROMATOGRAFÍA IÓNICA	ITA 25 02
0018	10 176-12	16-12-10	12-01-11	POTENCIOMETRÍA	ITA 10 14
0018	10 176-12	17-01-11	02-02-11	ESPECTROMETRÍA ICP-OES	ITA 31 01
0019	10 176-13	03-12-10	22-12-10	CROMATOGRAFÍA IÓNICA	ITA 25 02
0019	10 176-13	16-12-10	12-01-11	POTENCIOMETRÍA	ITA 10 14
0019	10 176-13	17-01-11	02-02-11	ESPECTROMETRÍA ICP-OES	ITA 31 01
0020	10 176-14	03-12-10	22-12-10	CROMATOGRAFÍA IÓNICA	ITA 25 02
0020	10 176-14	16-12-10	12-01-11	POTENCIOMETRÍA	ITA 10 14
0020	10 176-14	17-01-11	02-02-11	ESPECTROMETRÍA ICP-OES	ITA 31 01
0022	10 176-15	03-12-10	22-12-10	CROMATOGRAFÍA IÓNICA	ITA 25 02
0022	10 176-15	16-12-10	12-01-11	POTENCIOMETRÍA	ITA 10 14
0022	10 176-15	17-01-11	02-02-11	ESPECTROMETRÍA ICP-OES	ITA 31 01
0024	10 176-16	03-12-10	22-12-10	CROMATOGRAFÍA IÓNICA	ITA 25 02
0024	10 176-16	16-12-10	12-01-11	POTENCIOMETRÍA	ITA 10 14
0024	10 176-16	17-01-11	02-02-11	ESPECTROMETRÍA ICP-OES	ITA 31 01
0026	10 176-17	03-12-10	22-12-10	CROMATOGRAFÍA IÓNICA	ITA 25 02
0026	10 176-17	16-12-10	12-01-11	POTENCIOMETRÍA	ITA 10 14
0026	10 176-17	17-01-11	02-02-11	ESPECTROMETRÍA ICP-OES	ITA 31 01
0028	10 176-18	03-12-10	22-12-10	CROMATOGRAFÍA IÓNICA	ITA 25 02
0028	10 176-18	16-12-10	12-01-11	POTENCIOMETRÍA	ITA 10 14
0028	10 176-18	17-01-11	02-02-11	ESPECTROMETRÍA ICP-OES	ITA 31 01

Tabla 1 Identificación de las muestras sometidas a análisis. Se indica la fecha de realización de los análisis, así como el método utilizado (incluyendo la referencia de la ITA utilizada).

Los resultados aquí expuestos se refieren únicamente a la/s muestra/s analizadas. Los ensayos marcados con un asterisco no están incluidos en el alcance de acreditación. Las opiniones y/o interpretaciones que puedan estar recogidas en el informe no están incluidas en el Alcance de la Acreditación.

Este Informe no podrá reproducirse parcialmente sin previa autorización del Centro de Espectrometría Atómica de la Universidad Complutense de Madrid. Para utilizar los resultados de este informe, tanto en trabajos de investigación y publicaciones, como en informes, deberá solicitarse la autorización por escrito al Centro de Espectrometría Atómica de la UCM, y hacerse constar el nombre del Centro como lugar donde han sido realizados los análisis.

3 RESULTADOS ANALÍTICOS

Se ha realizado el análisis de cloruro, nitrito, nitrato, fosfato y sulfato mediante Cromatografía Iónica, carbonato y bicarbonato mediante potenciometría y sodio, potasio, magnesio, calcio, hierro y arsénico mediante Espectrometría de Emisión con fuente de excitación ICP (ICP-OES). Los resultados obtenidos se detallan en la

MUESTRA	PARÁMETRO	CO_3^{-2}	HCO_3^{-}
		($\mu g\ ml^{-1}$)	($\mu g\ ml^{-1}$)
0004		< 6,0	244 ± 18
0006		< 6,0	234 ± 18
0008		< 6,0	46 ± 3
0009		< 6,0	257 ± 19
0010		< 6,0	228 ± 17
0011		< 6,0	177 ± 13
0012		< 6,0	321 ± 24
0013		< 6,0	220 ± 17
0014		< 6,0	171 ± 13
0015		< 6,0	414 ± 31
0016		< 6,0	287 ± 22
0018		< 6,0	185 ± 14
0019		< 6,0	223 ± 17
0020		37 ± 3	444 ± 33
0022		< 6,0	416 ± 31
0024		< 6,0	229 ± 17
0026		< 6,0	228 ± 17
0028		< 6,0	123 ± 9

MUESTRA	PARÁMETRO					
	Na (*)	K (*)	Mg (*)	Ca (*)	Fe (*)	As (*)
	($\mu g\ ml^{-1}$)	($\mu g\ ml^{-1}$)	($\mu g\ ml^{-1}$)	($\mu g\ ml^{-1}$)	($\mu g\ ml^{-1}$)	($\mu g\ ml^{-1}$)
0004	500 ± 40	16 ± 2	77 ± 9	493 ± 35	< 0,1	< 0,1
0006	283 ± 23	5,2 ± 0,5	34 ± 4	223 ± 16	< 0,1	< 0,1
0008	1679 ± 134	12 ± 1	177 ± 19	1002 ± 70	< 0,1	< 0,1
0009	371 ± 30	16 ± 2	58 ± 6	313 ± 22	< 0,1	< 0,1
0010	294 ± 24	14 ± 1	32 ± 4	256 ± 18	< 0,1	< 0,1
0011	266 ± 21	10 ± 1	54 ± 6	419 ± 29	< 0,1	< 0,1
0012	361 ± 29	20 ± 2	28 ± 3	71 ± 5	< 0,1	< 0,1
0013	1087 ± 87	15 ± 2	224 ± 25	923 ± 65	< 0,1	< 0,1
0014	44 ± 4	13 ± 1	5,8 ± 0,6	53 ± 4	< 0,1	< 0,1
0015	277 ± 22	14 ± 1	25 ± 3	56 ± 4	< 0,1	< 0,1
0016	554 ± 44	13 ± 1	11 ± 1	13,5 ± 0,9	< 0,1	< 0,1

Los resultados aquí expuestos se refieren únicamente a la/s muestra/s analizadas. Los ensayos marcados con un asterisco no están incluidos en el alcance de acreditación. Las opiniones y/o interpretaciones que puedan estar recogidas en el informe no están incluidas en el Alcance de la Acreditación.

Este Informe no podrá reproducirse parcialmente sin previa autorización del Centro de Espectrometría Atómica de la Universidad Complutense de Madrid. Para utilizar los resultados de este informe, tanto en trabajos de investigación y publicaciones, como en informes, deberá solicitarse la autorización por escrito al Centro de Espectrometría Atómica de la UCM, y hacerse constar el nombre del Centro como lugar donde han sido realizados los análisis.

Código: 10 176-IA

Página 5 de 7

MUESTRA \ PARÁMETRO	Na (*) ($\mu\text{g ml}^{-1}$)	K (*) ($\mu\text{g ml}^{-1}$)	Mg (*) ($\mu\text{g ml}^{-1}$)	Ca (*) ($\mu\text{g ml}^{-1}$)	Fe (*) ($\mu\text{g ml}^{-1}$)	As (*) ($\mu\text{g ml}^{-1}$)
0018	116 ± 9	20 ± 2	12 ± 1	55 ± 4	< 0,1	< 0,1
0019	205 ± 16	36 ± 4	93 ± 10	121 ± 9	< 0,1	< 0,1
0020	755 ± 60	85 ± 9	7,4 ± 0,8	15 ± 1	< 0,1	< 0,1
0022	359 ± 29	51 ± 5	97 ± 11	271 ± 19	< 0,1	< 0,1
0024	518 ± 41	181 ± 18	112 ± 12	440 ± 31	< 0,1	< 0,1
0026	825 ± 66	8,8 ± 0,9	109 ± 12	486 ± 34	< 0,1	< 0,1
0028	1014 ± 81	8,4 ± 0,8	73 ± 8	485 ± 34	< 0,1	< 0,1

Tabla 2.

MUESTRA \ PARÁMETRO	Cl ($\mu\text{g ml}^{-1}$)	NO ₂ ⁻ ($\mu\text{g ml}^{-1}$)	NO ₃ ⁻ ($\mu\text{g ml}^{-1}$)	PO ₄ ⁻³ ($\mu\text{g ml}^{-1}$ P)	SO ₄ ⁻² ($\mu\text{g ml}^{-1}$)
0004	516 ± 51	< 0,1	< 1,5	< 0,25	1867 ± 134
0006	423 ± 42	0,20 ± 0,02	39 ± 3	< 0,25	457 ± 33
0008	2458 ± 243(*)	< 0,1	53 ± 4	< 0,25	2829 ± 204(*)
0009	838 ± 83	< 0,1	36 ± 3	< 0,25	257 ± 18
0010	633 ± 63	0,12 ± 0,01	121 ± 9	< 0,25	218 ± 16
0011	1089 ± 108	< 0,1	29 ± 2	< 0,25	119 ± 9
0012	542 ± 54	1,2 ± 0,1	5,1 ± 0,4	< 0,25	178 ± 13
0013	3936 ± 264(*)	14 ± 1	3,5 ± 0,2	< 0,25	467 ± 38
0014	42 ± 4	< 0,1	21 ± 2	< 0,25	29 ± 2
0015	351 ± 35	< 0,1	< 1,5	< 0,25	109 ± 8
0016	534 ± 53	< 0,1	21 ± 2	< 0,25	417 ± 30
0018	77 ± 8	3,1 ± 0,3	169 ± 12	< 0,25	89 ± 6
0019	434 ± 43	0,12 ± 0,01	237 ± 18	< 0,25	279 ± 20
0020	537 ± 53	< 0,1	319 ± 24	< 0,25	572 ± 41
0022	680 ± 67	2,7 ± 0,3	29 ± 2	< 0,25	532 ± 38
0024	1148 ± 114	< 0,1	361 ± 27	< 0,25	793 ± 57
0026	1674 ± 166(*)	1,0 ± 0,1	212 ± 16	< 0,25	948 ± 68
0028	1778 ± 176(*)	2,0 ± 0,2	25 ± 2	< 0,25	1304 ± 94

MUESTRA \ PARÁMETRO	CO ₃ ⁻² ($\mu\text{g ml}^{-1}$)	HCO ₃ ⁻ ($\mu\text{g ml}^{-1}$)
0004	< 6,0	244 ± 18
0006	< 6,0	234 ± 18
0008	< 6,0	46 ± 3
0009	< 6,0	257 ± 19
0010	< 6,0	228 ± 17

Los resultados aquí expuestos se refieren únicamente a la/s muestra/s analizadas. Los ensayos marcados con un asterisco no están incluidos en el alcance de acreditación. Las opiniones y/o interpretaciones que puedan estar recogidas en el informe no están incluidas en el Alcance de la Acreditación.

Este Informe no podrá reproducirse parcialmente sin previa autorización del Centro de Espectrometría Atómica de la Universidad Complutense de Madrid. Para utilizar los resultados de este informe, tanto en trabajos de investigación y publicaciones, como en informes, deberá solicitarse la autorización por escrito al Centro de Espectrometría Atómica de la UCM, y hacerse constar el nombre del Centro como lugar donde han sido realizados los análisis.

Código: 10 176-IA

Página 6 de 7

MUESTRA	PARÁMETRO	CO_3^{-2}	HCO_3^-
		($\mu\text{g ml}^{-1}$)	($\mu\text{g ml}^{-1}$)
0011		< 6,0	177 ± 13
0012		< 6,0	321 ± 24
0013		< 6,0	220 ± 17
0014		< 6,0	171 ± 13
0015		< 6,0	414 ± 31
0016		< 6,0	287 ± 22
0018		< 6,0	185 ± 14
0019		< 6,0	223 ± 17
0020		37 ± 3	444 ± 33
0022		< 6,0	416 ± 31
0024		< 6,0	229 ± 17
0026		< 6,0	228 ± 17
0028		< 6,0	123 ± 9

MUESTRA	Na (*)	K (*)	Mg (*)	Ca (*)	Fe (*)	As (*)
	($\mu\text{g ml}^{-1}$)	($\mu\text{g ml}^{-1}$)	($\mu\text{g ml}^{-1}$)	($\mu\text{g ml}^{-1}$)	($\mu\text{g ml}^{-1}$)	($\mu\text{g ml}^{-1}$)
0004	500 ± 40	16 ± 2	77 ± 9	493 ± 35	< 0,1	< 0,1
0006	283 ± 23	5,2 ± 0,5	34 ± 4	223 ± 16	< 0,1	< 0,1
0008	1679 ± 134	12 ± 1	177 ± 19	1002 ± 70	< 0,1	< 0,1
0009	371 ± 30	16 ± 2	58 ± 6	313 ± 22	< 0,1	< 0,1
0010	294 ± 24	14 ± 1	32 ± 4	256 ± 18	< 0,1	< 0,1
0011	266 ± 21	10 ± 1	54 ± 6	419 ± 29	< 0,1	< 0,1
0012	361 ± 29	20 ± 2	28 ± 3	71 ± 5	< 0,1	< 0,1
0013	1087 ± 87	15 ± 2	224 ± 25	923 ± 65	< 0,1	< 0,1
0014	44 ± 4	13 ± 1	5,8 ± 0,6	53 ± 4	< 0,1	< 0,1
0015	277 ± 22	14 ± 1	25 ± 3	56 ± 4	< 0,1	< 0,1
0016	554 ± 44	13 ± 1	11 ± 1	13,5 ± 0,9	< 0,1	< 0,1
0018	116 ± 9	20 ± 2	12 ± 1	55 ± 4	< 0,1	< 0,1
0019	205 ± 16	36 ± 4	93 ± 10	121 ± 9	< 0,1	< 0,1
0020	755 ± 60	85 ± 9	7,4 ± 0,8	15 ± 1	< 0,1	< 0,1
0022	359 ± 29	51 ± 5	97 ± 11	271 ± 19	< 0,1	< 0,1
0024	518 ± 41	181 ± 18	112 ± 12	440 ± 31	< 0,1	< 0,1
0026	825 ± 66	8,8 ± 0,9	109 ± 12	486 ± 34	< 0,1	< 0,1
0028	1014 ± 81	8,4 ± 0,8	73 ± 8	485 ± 34	< 0,1	< 0,1

Tabla 2 Resultados analíticos.

Madrid, 10 de Febrero de 2011

Los resultados aquí expuestos se refieren únicamente a la/s muestra/s analizadas. Los ensayos marcados con un asterisco no están incluidos en el alcance de acreditación. Las opiniones y/o interpretaciones que puedan estar recogidas en el informe no están incluidas en el Alcance de la Acreditación.

Este Informe no podrá reproducirse parcialmente sin previa autorización del Centro de Espectrometría Atómica de la Universidad Complutense de Madrid. Para utilizar los resultados de este informe, tanto en trabajos de investigación y publicaciones, como en informes, deberá solicitarse la autorización por escrito al Centro de Espectrometría Atómica de la UCM, y hacerse constar el nombre del Centro como lugar donde han sido realizados los análisis.

Código: 10 176-IA

Página 7 de 7



Fdo.: M.T.Larrea

Directora del Centro de Espectrometría Atómica

Los resultados aquí expuestos se refieren únicamente a las muestras analizadas. Los ensayos marcados con un asterisco no están incluidos en el alcance de acreditación. Las opiniones y/o interpretaciones que puedan estar recogidas en el informe no están incluidas en el alcance de la Acreditación.

Este informe no podrá reproducirse parcialmente sin previa autorización del Centro de Espectrometría Atómica de la Universidad Complutense de Madrid. Para utilizar los resultados de este informe, tanto en trabajos de investigación y publicaciones, como en informes, deberá solicitarse la autorización por escrito al Centro de Espectrometría Atómica de la UCM, y hacerse constar el nombre del Centro como lugar donde han sido realizados los análisis.

Nombre del Pozo	Código de Pozo	CO ₃ ⁻² (µg ml ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ (µg ml ⁻¹)	Na (*) (µg ml ⁻¹)	K (*) (µg ml ⁻¹)	Mg (*) (µg ml ⁻¹)	Ca (*) (µg ml ⁻¹)
Ligaza	4	<6,0	244±18	500±40	16±2	77±9	493±35
Bir Lehlú (Potable)	6	<6,0	234±18	283±23	5,2±0,5	34±4	223±16
Bueir Kanam	8	<6,0	46±3	1679±134	12±1	177±19	1002±70
Sondeo Bueir Tikisit	9	<6,0	257±19	371±30	16±2	58±6	313±12
Bueir Tikisit (Artesanal)	10	<6,0	228±17	294±24	14±1	32±4	256±18
Sondeo Tifariti Oficial	11	<6,0	177±13	266±21	10±1	54±6	419±29
Sondeo Nuevo Tifariti	12	<6,0	321±24	361±29	20±2	28±3	71±5
Sondeo Osmosis Tifariti	13	<6,0	220±17	1087±87	15±2	224±25	923±65
Amheiriz	14	<6,0	171±13	44±4	13±1	5,8±0,6	53±4
Asfeia	15	<6,0	414±31	277±22	14±1	25±3	56±4
Mijek	16	<6,0	287±22	554±44	13±1	11±1	13,5±0,9
Eij	18	<6,0	185±14	116±9	20±2	12±1	55±4
Zug (Potable)	19	<6,0	223±17	205±16	36±4	93±10	121±9
Zug (Sabkha)	20	37±3	444±33	755±60	85±9	7,4±0,8	15±1
Mabruk	22	<6,0	416±31	359±29	51±5	97±11	271±19
Agueinit Oficial	24	<6,0	229±17	518±41	181±18	112±12	440±31
Agueinit Oeste	26	<6,0	228±17	825±66	8,8±0,9	109±12	486±34
Agueinit Sondeo	28	<6,0	123±9	1014±81	8,4±0,8	73±8	485±34

LAS CELDAS DE COLOR CARMELITA CLARO SON LOS POZOS PERTENECIENTES A LA REGIÓN DE ZUG.

Nombre del Pozo	Código de Pozo	Fe (*) ($\mu\text{g ml}^{-1}$)	As (*) ($\mu\text{g ml}^{-1}$)	Cr ($\mu\text{g ml}^{-1}$)	NO_2^- ($\mu\text{g ml}^{-1}$)	NO_3^- ($\mu\text{g ml}^{-1}$)	PO_4^- ($\mu\text{g ml}^{-1}$)
Ligaza	4	<0,1	<0,1	516±51	<0,1	<1,5	<0,25
Bir Lehlou (Potable)	6	<0,1	<0,1	423±42	0,20±0,02	39±3	<0,25
Bueir Kanam	8	<0,1	<0,1	2458±243(*)	<0,1	53±4	<0,25
Sondeo Bueir Tikisit	9	<0,1	<0,1	838±83	<0,1	36±3	<0,25
Bueir Tikisit (Artesanal)	10	<0,1	<0,1	633±63	0,12±0,01	121±9	<0,25
Sondeo Tifariti Oficial	11	<0,1	<0,1	1089±108	<0,1	29±2	<0,25
Sondeo Nuevo Tifariti	12	<0,1	<0,1	542±54	1,2±0,1	5,1±0,4	<0,25
Sondeo Osmosis Tifariti	13	<0,1	<0,1	3936±264(*)	14±1	3,5±0,2	<0,25
Amheiriz	14	<0,1	<0,1	42±4	<0,1	21±2	<0,25
Asfeia	15	<0,1	<0,1	351±35	<0,1	<1,5	<0,25
Mijek	16	<0,1	<0,1	534±53	<0,1	21±2	<0,25
Eij	18	<0,1	<0,1	77±8	3,1±0,3	169±12	<0,25
Zug (Potable)	19	<0,1	<0,1	434±43	0,12±0,01	237±18	<0,25
Zug (Sabkha)	20	<0,1	<0,1	537±53	<0,1	319±24	<0,25
Mabruk	22	<0,1	<0,1	680±67	2,7±0,3	29±2	<0,25
Agueinit Oficial	24	<0,1	<0,1	1148±114	<0,1	361±27	<0,25
Agueinit Oeste	26	<0,1	<0,1	1674±166(*)	1,0±0,1	212±16	<0,25
Agueinit Sondeo	28	<0,1	<0,1	1778±176(*)	2,0±0,2	25±2	<0,25

LAS CELDAS DE COLOR CARMELITA CLARO SON LOS POZOS PERTENECIENTES A LA REGIÓN DE ZUG.

Nombre del Pozo	Código de Pozo	SO ₄ ⁻² (µg ml ⁻¹)	RES (Ohms.cm)	SAL (ppt)	TDS (mg/L)	EC (µS/cm a 25°C)	DO (mg/L)
Ligaza	4	1867±134	223	2,30	2991	4603	1,82
Bir Lehlú (Potable)	6	457±33	427	1,23	1608	2475	3,82
Bueir Kanam	8	2829±204(*)	104	5,01	6516	10026	12,57
Sondeo Bueir Tikisit	9	257±18	326	1,57	2049	3153	5,69
Bueir Tikisit (Artesanal)	10	218±16	397	1,35	1763	2713	4,66
Sondeo Tifariti Oficial	11	119±9	282	1,80	2340	3601	5,24
Sondeo Nuevo Tifariti	12	178±13	407	1,84	1624	2499	5,20
Sondeo Osmosis Tifariti	13	467±38	93	5,32	6927	10657	1,30
Amheiriz	14	29±2	2092	00,25	325	501	2,94
Asfeia	15	109±8	535	00,94	1225	1886	5,96
Mijek	16	417±30	380	00,38	1741	2679	6,01
Eij	18	89±6	215	02,11	2881	4433	3,76
Zug (Potable)	19	279±20	387	01,15	1496	2302	6,03
Zug (Sabkha)	20	572±41	213	02,25	2928	4506	6,29
Mabruk	22	532±38	379	01,47	1918	2952	3,12
Agueinit Oficial	24	793±57	192	02,65	3449	5307	4,44
Agueinit Oeste	26	948±68	162	03,26	4240	6524	4,66
Agueinit Sondeo	28	1304±94	148	03,45	4489	6907	3,58

LAS CELDAS DE COLOR CARMELITA CLARO SON LOS POZOS PERTENECIENTES A LA REGIÓN DE ZUG.

Nombre del Pozo	Código de Pozo	SO ₄ ⁻² (µg ml ⁻¹)	RES (Ohms.cm)	SAL (ppt)	TDS (mg/L)	EC (uS/cm a 25°C)	DO (mg/L)
Ligaza	4	1867±134	223	2,30	2991	4603	1,82
Bir Lehlou (Potable)	6	457±33	427	1,23	1608	2475	3,82
Bueir Kanam	8	2829±204(*)	104	5,01	6516	10026	12,57
Sondeo Bueir Tikisit	9	257±18	326	1,57	2049	3153	5,69
Bueir Tikisit (Artesanal)	10	218±16	397	1,35	1763	2713	4,66
Sondeo Tifariti Oficial	11	119±9	282	1,80	2340	3601	5,24
Sondeo Nuevo Tifariti	12	178±13	407	1,84	1624	2499	5,20
Sondeo Osmosis Tifariti	13	467±38	93	5,32	6927	10657	1,30
Amheiriz	14	29±2	2092	00,25	325	501	2,94
Asfeia	15	109±8	535	00,94	1225	1886	5,96
Mijek	16	417±30	380	00,38	1741	2679	6,01
Eij	18	89±6	215	02,11	2881	4433	3,76
Zug (Potable)	19	279±20	387	01,15	1496	2302	6,03
Zug (Sabkha)	20	572±41	213	02,25	2928	4506	6,29
Mabruk	22	532±38	379	01,47	1918	2952	3,12
Agueinit Oficial	24	793±57	192	02,65	3449	5307	4,44
Agueinit Oeste	26	948±68	162	03,26	4240	6524	4,66
Agueinit Sondeo	28	1304±94	148	03,45	4489	6907	3,58

LAS CELDAS DE COLOR CARMELITA CLARO SON LOS POZOS PERTENECIENTES A LA REGIÓN DE ZUG.

Nombre del Pozo	Código de Pozo	Temp (°C)	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)
Ligaza	4	23,5	N 2947029.36	E 505044.02	435
Bir Lehlú (Potable)	6	21,8	N 2914464.96	E 443032.77	485
Bueir Kanam	8	22,2	N 2916524.93	E 429757.56	483
Sondeo Bueir Tikisit	9	23,3	N 2879287.67	E 351554.68	497
Bueir Tikisit (Artesanal)	10	20,7	N 2880245.30	E 350223.79	506
Sondeo Tifariti Oficial	11	23,8	N 2894058.68	E 343874.06	499
Sondeo Nuevo Tifariti	12	24,0	N 2894998.15	E 344288.68	497
Sondeo Osmosis Tifariti	13	25,2	N 2894639.76	E 343746.88	506
Amheiriz	14	22,2	N 2893647.50	E 294139.03	383
Asfeia	15	24,2	N 2897177.87	E 270545.89	351
Mijek	16	24,1	N 2596852.66	E 729928.85	282
Eij	18	27,4	N 2467667.33	E 609042.50	274
Zug (Potable)	19	31,1	N 2390207.43	E 588171.83	223
Zug (Sabkha)	20	27,0	N 2388861.49	E 588022.20	221
Mabruk	22	18,7	N 2454209.04	E 698154.73	329
Agueinit Oficial	24	23,9	N 2454110.13	E 691394.18	320
Agueinit Oeste	26	22,1	N 2454072.64	E 691005.40	320
Agueinit Sondeo	28	23,6	N 2454112.10	E 691392.96	344

LAS CELDAS DE COLOR CARMELITA CLARO SON LOS POZOS PERTENECIENTES A LA REGIÓN DE ZUG.

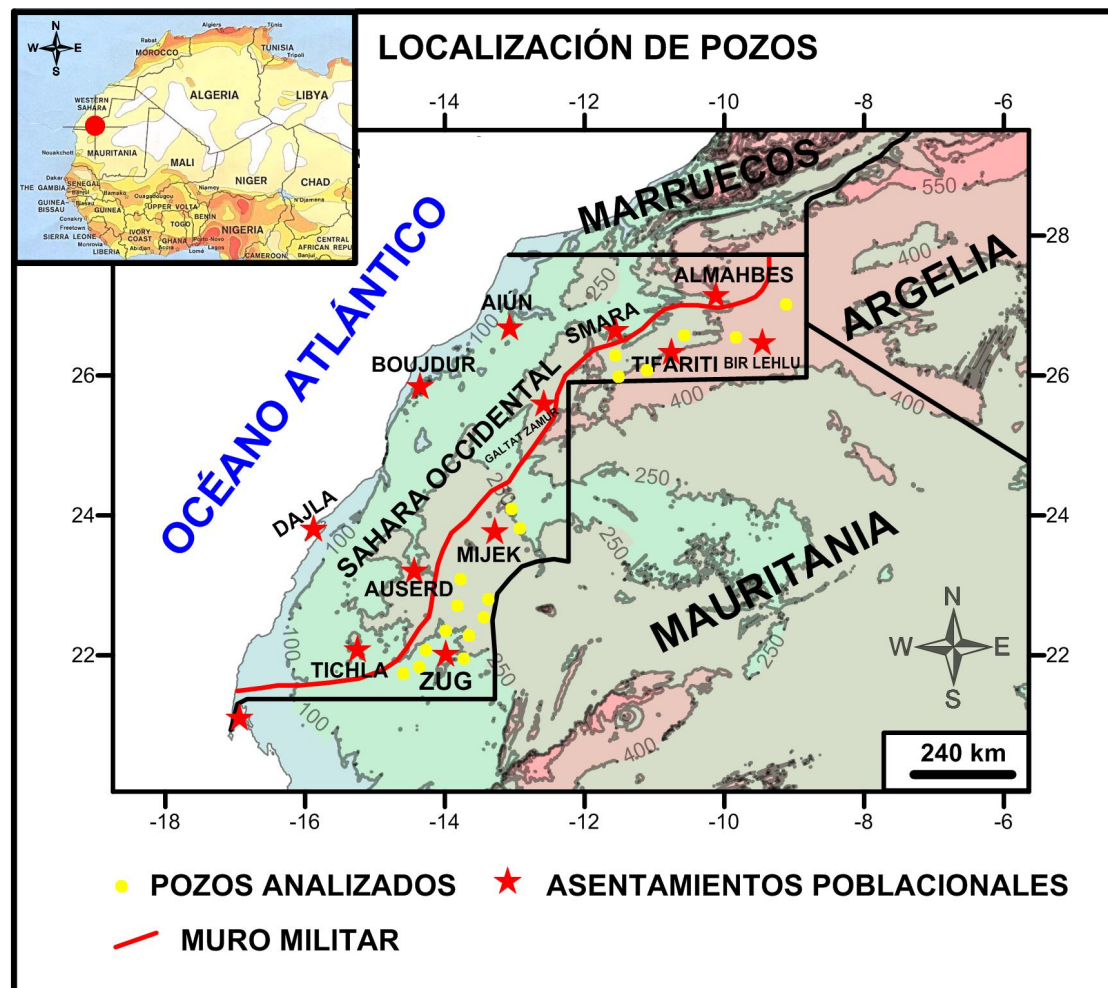


Figura 1. Localización de las distintas captaciones muestreadas durante la campaña realizada en el 2010 (Elaboración propia).

Nombre	Coordenadas		HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	pH	EC (μS/cm a25°C)
LIGAZA	Alt	435 m	244	500	16	77	493	516	1.5	1867	7.13	4603
	Lat	N 2947029.36	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)		
	Lon	E 505044.02	4	21.74	0.41	6.34	24.65	14.56	0.02	19.45		
Σ r (CATIONES)	Σ r (ANIONES)		Error %	Temp (°C)		SAL (ppm)		TDS (mg/L)		DO (mg/L)		RES (Ohms/cm)
53.14	57.44		7.7	23.5		2300		2991		1.82		223

Nombre	Coordenadas		HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	pH	EC (μS/cm a 25°C)
BIR LEHLU POTABLE	Alt	485 m	234	283	5.2	34	223	423	39	457	7.28	2475
	Lat	N 2914464.96	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)		
	Lon	E 443032.77	3.84	12.3	0.13	2.8	11.15	11.93	0.63	4.76		
Σ r (CATIONES)	Σ r (ANIONES)		Error %	Temp (°C)		SAL (ppm)		TDS (mg/L)		DO (mg/L)		RES (Ohms/cm)
26.38	25.89		-1.8	21.8		1230		1608		3.82		427

Caracterización geológica y prospección de recursos hídricos en el Sur de Tiris (Sahara Occidental)

Nombre	Coordenadas		HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	pH	EC (μS/cm a 25°C)		
BUEIR KANAM	Alt	483 m	46	1679	12	177	1002	2458	53	2829	9.18	10026		
	Lat	N 2916524.93	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)				
	Lon	E 429757.56	0.75	73	0.31	14.57	50.1	69.34	0.85	29.47				
Σ r (CATIONES)	Σ r (ANIONES)		Error %		Temp (°C)		SAL (ppm)		TDS (mg/L)		DO (mg/L)		RES (Ohms/cm)	
137.98	129.77		-6.1		22.2		5010		6516		12.57		104	

Nombre	Coordenadas		HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	pH	EC (μS/cm a 25°C)
SONDEO BUEIR TIKISIT	Alt	497 m	257	371	16	58	313	838	36	257	7.21	3153
	Lat	N 2880245.30	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)		
	Lon	E 351554.68	4.21	16.13	0.41	4.77	15.65	23.64	0.58	2.68		
Σ r (CATIONES)	Σ r (ANIONES)		Error %	Temp (°C)		SAL (ppm)		TDS (mg/L)		DO (mg/L)		RES (Ohms/cm)
36.96	33.75		-9.07	23.3		1570		2049		5.69		326

Nombre	Coordenadas		HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	pH	EC (μS/cm a 25°C)
POZO ARTESANAL (TIKISIT)	Alt	506 m	228	294	14	32	256	633	121	218	7.57	2713
	Lat	N 2880245.30	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)		
	Lon	E 350223.79	3.74	12.78	0.36	2.63	12.8	17.86	1.95	2.27		
Σ r (CATIONES)	Σ r (ANIONES)		Error %		Temp (°C)		SAL (ppm)		TDS (mg/L)		DO (mg/L)	RES (Ohms/cm)
28.57	28.06		-1.8		20.7		1350		1763		4.66	397

Nombre	Coordenadas		HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	pH	EC (μ S/cm a 25°C)
SONDEO TIFARITI (OFICIAL)	Alt	499 m	177	266	10	54	419	1089	29	119	7.4	3601
	Lat	N 2894058.68	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)		
	Lon	E 343874.06	2.9	11.57	0.26	4.44	20.95	30.72	0.47	1.24		
Σ r (CATIONES)	Σ r (ANIONES)		Error		Temp (°C)		SAL (ppm)		TDS (mg/L)		DO (mg/L)	RES (Ohms/cm)
37.18	36.5		-1.8		23.8		1800		2340		5.24	282

Caracterización geológica y prospección de recursos hídricos en el Sur de Tiris (Sahara Occidental)

Nombre	Coordenadas		HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	pH	EC (μS/cm a 25°C)
SONDEO NUEVO (TIFARITI)	Alt	497 m	321	361	20	28	71	542	5.1	178	8.12	2499
	Lat	N 2894998.15	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)		
	Lon	E 344288.68	5.26	15.7	0.51	2.3	3.55	15.3	0.08	1.85		
Σ r (CATIONES)	Σ r (ANIONES)		Error %		Temp (°C)		SAL (ppm)	TDS (mg/L)		DO (mg/L)		RES (Ohms/cm)
22.06	24.3		9.6		24		1840	1624		5.2		407

Nombre	Coordenadas		HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	pH	EC (μS/cm a 25°C)
SONDEO TIFARITI (ÓSMOSIS)	Alt	506 m	220	1087	15	224	923	3936	3.5	467	7.48	10657
	Lat	N 2894639.76	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)		
	Lon	E 343746.88	3.61	47.26	0.38	18.44	46.15	111.03	0.06	4.86		
Σ r (CATIONES)	Σ r (ANIONES)		Error %		Temp (°C)		SAL (ppm)	TDS (mg/L)		DO (mg/L)		RES (Ohms/cm)
112.23	124.25		10.1		25.2		5320	6927		1.3		93

Nombre	Coordenadas		HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	pH	EC (μS/cm a 25°C)		
POZO ARTESANAL (AMHERIZ)	Alt	383 m	171	44	13	5.8	53	42	21	29	7.94	501		
	Lat	N 2893647.50	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)				
	Lon	E 294139.03	2.8	1.91	0.33	0.48	2.65	1.18	0.34	0.3				
Σ r (CATIONES)	Σ r (ANIONES)		Error %		Temp (°C)		SAL (ppm)		TDS (mg/L)		DO (mg/L)		RES (Ohms/cm)	
5.373	4.91		-9		22.2		250		325		2.94		2092	

Nombre	Coordenadas		HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	pH	EC (μS/cm a 25°C)
POZO ASFEIA	Alt	351 m	414	277	14	25	56	351	1.5	109	7.75	1886
	Lat	N 2897177.87	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)		
	Lon	E 270545.89	6.79	12.04	0.36	2.06	2.8	9.9	0.02	1.14		
Σ r (CATIONES)	Σ r (ANIONES)		Error %	Temp (°C)		SAL (ppm)		TDS (mg/L)		DO (mg/L)		RES (Ohms/cm)
17.26	18.96		9.3	24.2		940		1225		5.96		535

Caracterización geológica y prospección de recursos hídricos en el Sur de Tiris (Sahara Occidental)

Nombre	Coordenadas		HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	pH	EC(μS/cm a 25°C)		
POZO MIJEK MINURSO)	Alt	282 m	287	554	13	11	13.5	534	21	417	8.39	2679		
	Lat	N 2596852.66	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)				
	Lon	E 729928.85	4.7	24.09	0.33	0.91	0.675	15.06	0.34	4.34				
Σ r (CATIONES)	Σ r (ANIONES)		Error %		Temp (°C)		SAL (ppm)		TDS (mg/L)		DO (mg/L)		RES (Ohms/cm)	
26,005	28.75		10		24.1		380		1741		6.01		380	

Nombre	Coordenadas		HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	pH	EC (μS/cm a 25°C)	
POZO EIJ	Alt	274 m	185	116	20	12	55	77	169	89	7.93	4433	
	Lat	N 2467667.33	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)			
	Lon	E 609042.50	3.03	5.04	0.51	0.99	2.75	2.17	2.73	0.93			
Σ r (CATIONES)	Σ r (ANIONES)		Error %		Temp (°C)		SAL (ppm)		TDS (mg/L)		DO (mg/L)		RES (Ohms/cm)
9.29	9.76		4.9		27.4		2110		2881		3.76		215

Nombre	Coordenadas		HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	pH	EC (μS/cm a 25°C)
POZO ZUG (POTABLE)	Alt	223 m	223	205	36	93	121	434	237	279	7.65	2302
	Lat	N 2390207.43	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)		
	Lon	E 588171.83	3.66	8.91	0.92	7.65	6.05	12.24	3.82	2.91		
Σ r (CATIONES)	Σ r (ANIONES)		Error %		Temp (°C)		SAL (ppm)		DO (mg/L)		RES (Ohms/cm)	
23.53	25.51		8.0		31.1		1150		6.03		387	

Nombre	Coordenadas		HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	pH	EC (μS/cm a 25°C)	
POZO AGLAT(ZUG)	Alt	221 m	444	755	85	7.4	15	537	319	572	8.92	4506	
	Lat	N 2388861.49	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)			
	Lon	E 588022.20	7.28	32.83	2.17	0.61	0.75	15.15	5.15	5.96			
Σ r (CATIONES)	Σ r (ANIONES)		Error %		Temp (°C)		SAL (ppm)		TDS (mg/L)		DO (mg/L)		RES (Ohms/cm)
36.36	39.45		8.1		27		2250		2928		6.29		213

Caracterización geológica y prospección de recursos hídricos en el Sur de Tiris (Sahara Occidental)

Nombre	Coordenadas		HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	pH	EC (μS/cm a 25°C)
POZO MABRUK (ARTESANAL)	Alt	329 m	416	359	51	97	271	680	29	532	7.94	2952
	Lat	N 2454209.04	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)		
	Lon	E 698154.73	6.82	15.61	1.3	7.98	13.55	19.18	0.47	5.54		
Σ r (CATIONES)	Σ r (ANIONES)		Error %	Temp (°C)		SAL (ppm)	TDS (mg/L)		DO (mg/L)		RES (Ohms/cm)	
38.44	37.51		-2.4	18.7		1470	1918		3.12		379	

Nombre	Coordenadas		HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	pH	EC (μS/cm a 25°C)
POZO AGUEINIT OFICIAL	Alt	320 m	229	518	181	112	440	1148	361	793	7.13	5307
	Lat	N 2454110.13	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)		
	Lon	E 691394.18	3.75	22.52	4.63	9.23	22	32.38	5.82	8.26		
Σ r (CATIONES)	Σ r (ANIONES)		Error %	Temp (°C)		SAL (ppm)	TDS (mg/L)		DO (mg/L)		RES (Ohms/cm)	
58.35	58.42		0.1	23.9		2650	3449		4.44		192	

Nombre	Coordenadas		HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	pH	EC (μS/cm a 25°C)		
POZO AGUEINIT OESTE	Alt	320 m	228	825	8.8	109	486	1674	212	948	8.07	6524		
	Lat	N 2454072.64	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)				
	Lon	E 691005.40	3.74	35.87	0.23	8.97	24.3	47.22	3.42	9.88				
Σ r (CATIONES)	Σ r (ANIONES)		Error %		Temp (°C)		SAL (ppm)		TDS (mg/L)		DO (mg/L)		RES (Ohms/cm)	
69.37	74.05		6.5		22.1		3260		4240		4.66		162	

Nombre	Coordenadas		HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	pH	EC (μS/cm a 25°C)
SONDEO AGUEINIT	Alt	344 m	123	1014	8.4	73	485	1778	25	1304	7.89	6907
	Lat	N 2454112.10	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)		
	Lon	E 691392.96	2.02	44.09	0.21	6.01	24.25	50.16	0.4	13.58		
Σ r (CATIONES)	Σ r (ANIONES)		Error %	Temp (°C)		SAL (ppm)		TDS (mg/L)		DO (mg/L)		RES (Ohms/cm)
74.56	79.67		6.62	23.6		3450		4489		3.58		148

ANEXO III

RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS ISOTÓPICOS

16/06 11 JUN 08:02 FAX 913357267

A. ISOTOPICAS

001



Ministerio de Fomento

Centro de Estudios y Experimentación
de Obras Públicas (CEDEX)

Aplicadas

Centro de Estudio
de Técnicas

Alfonso XII, 3 y 5
28014 Madrid

FAX

EN CASO DE RECEPCION
ERRONEA O
DEFECTUOSA LLAMAR
AL TEL. 91- 335 72 64

DESTINATARIO:

D. FERMIN VILLARROLLA
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE.

FECHA:

14-06-2011

FAX:

91-3354845

MADRID

Nº DE PAGINAS

4

REMITENTE :

Mª Fe Díaz Teijeiro

TEL:

91-3357264

CETA. CEDEX. MADRID

FAX:

91-3357267

ASUNTO:

Envío de Documentación

TEXTO:

Apreciado Fermín:

Te envío los resultados de las dos muestras
de AFRICA, analizadas en tritio con concentración electroiónica y los datos
de los isótopos estables.

Cordiales saludos,

Mª Fe

Mª Fe Díaz Teijeiro
Jefe del Laboratorio

10/00 11 JUN 06:03 FAX 913357207

A. ISOTÓPICAS

441 003

GOBIERNO
DE ESPAÑAMINISTERIO
DE FOMENTOMINISTERIO
DE MEDIO AMBIENTE
Y MEDIO RURAL
Y MARINO

RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS DE OXIGENO-18

CLIENTE: D. Fermín Villarrolla
 REF. CONVENIO: Universidad Complutense
 S/REF. DE PEDIDO: —

REGISTRO	FECHA TOMA	PUNTO DE MUESTREO	RESULTADO (‰)
12102	29/04/2011	AG.Z	0,83
12103	29/04/2011	PO.Z	-2,86

El Jefe del Laboratorio

Fdo.: M^a Fe Díaz Teixeira

martes, 14 de junio de 2011

El Jefe del Área de Aplicaciones
Isotópicas

Fdo.: Javier Rodríguez Arévalo

Página 1 de 1

Nota: Los resultados se expresan como valores de δ muestra/V-SMOW, el margen de error es de 0,1‰ con un nivel de confianza del 68,3%

CENTRO DE ESTUDIOS DE TÉCNICAS APLICADAS | ALFONSO XII, 3 Y 5
 28014 MADRID
 TEL: 91 335 72 00
 FAX: 91 335 72 49

16/06 '11 JUE 08:03 FAX 913357267

A. ISOTÓPICAS

004



GOBIERNO DE ESPAÑA
MINISTERIO DE FOMENTO

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE
Y MEDIO RURAL
Y MARINO



RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS DE TRITIO

CLIENTE: D.Fermín Villarrolla
REF. CONVENIO: Universidad Complutense
S/REF. DE PEDIDO: —

REGISTRO	FECHA TOMA	PUNTO DE MUESTREO	RESULTADO(UT)
12102	29/04/2011	AG.Z	2,44 ±0,27
12103	29/04/2011	PO.Z	0,45 ±0,2

El Jefe del Laboratorio

Fdo.: Mª Fe Díaz Teixeira

martes, 14 de junio de 2011
El Jefe del Área de Aplicaciones
Isotópicas

Fdo.: Javier Rodríguez Arévalo

Página 1 de 1

Nota: El error indicado corresponde a 2σ

CENTRO DE ESTUDIOS DE TÉCNICAS APLICADAS

ALFONSO XII, 3 Y 5
28014 MADRID
TEL: 91 335 72 00
FAX: 91 335 72 49

16/06 11 JUE 08:02 FAX 913357267

A. ISOTÓPICAS

16/06

GOBIERNO
DE ESPAÑAMINISTERIO
DE FOMENTOMINISTERIO
DE MEDIO AMBIENTE
Y MEDIO RURAL
Y MARINO

RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS DE DEUTERIO

CLIENTE: D. Fermín Villarrolla
REF. CONVENIO: Universidad Complutense
S/REF. DE PEDIDO: —

REGISTRO	FECHA TOMA	PUNTO DE MUESTREO	RESULTADO δ (‰)
12102	29/04/2011	AG.Z	-4,57
12103	29/04/2011	PO.Z	-31,17

El Jefe del Laboratorio

Fdo.: M^a Fe Díaz Teixeira

martes, 14 de junio de 2011

El Jefe del Área de Aplicaciones
Isotópicas

Fdo.: Javier Rodríguez Arévalo

Página 1 de 1

Nota: Los resultados se expresan como valores de muestra/V-SMOW, el margen de error es del $\pm 1,5\%$ con un nivel de confianza del 68,3%

CENTRO DE ESTUDIOS DE TÉCNICAS APLICADAS | ALFONSO XII, 3 Y 5
28014 MADRID
TEL: 91 335 72 00
FAX: 91 335 72 49

ANEXO IV

ANÁLISIS DE LA COMPOSICIÓN MINERAL DE LA ROCA

Muestra	2	3	4	ppm											
SiO ₂	67,17	66,54	71,70	Sr	9,6	105,4	110,1	La	0,13	7,63	2,88	Lu	0,01	0,01	0,01
TiO ₂	0,05	0,57	0,09	Ba	12,8	161,3	254,3	Ce	0,22	14,56	4,45	total RREE	0,78	31,41	9,59
Al ₂ O ₃	16,87	16,17	15,60	V	0,5	7,3	1,1	Pr	0,02	1,57	0,41				
Fe ₂ O ₃	0,72	3,61	1,21	Cr	0,4	10,8	0,6	Nd	0,10	5,40	1,26	87Sr/86Sr	0,7778	0,7057	0,7055
MnO	0,00	0,01	0,00	Co	0,0	0,8	0,0	Sm	0,03	0,75	0,14	143Nd/144Nd	0,51216	0,51048	0,51048
MgO	0,08	1,30	0,33	Ni	0,0	6,5	0,0	Eu	0,02	0,22	0,13				
CaO	1,89	3,64	2,74	Cu	0,0	1,2	0,0	Gd	0,04	0,71	0,16	LaN/YbN		58,94	47,01
Na ₂ O	4,25	5,02	4,78	Zn	0,0	29,9	0,0	Tb	0,01	0,06	0,01	GdN/YbN		6,55	3,02
K ₂ O	2,98	1,04	2,36	Y	0,41	1,07	0,29	Dy	0,05	0,24	0,05	EuN/EuN*		0,89	2,71
P ₂ O ₅	0,04	0,31	0,04	Mo	0,61	1,14	0,07	Ho	0,01	0,04	0,01	Sr/Y		98,71	385,36
LOI	0,63	1,45	0,62	Pb	1,92	1,04	1,31	Er	0,05	0,12	0,04	A/CNK		1,67	1,58
TOTAL	94,67	99,66	99,47	U	0,38	0,11	0,06	Tm	0,01	0,01	0,00	Peralkaline Index		0,37	0,46
TOTAL	94,67	99,66	99,47	U	0,38	0,11	0,06	Tm	0,01	0,01	0,00	A/NK		1,72	1,50
mg*	0,20	0,45	0,39	Th	1,45	1,32	0,06	Yb	0,08	0,09	0,04				